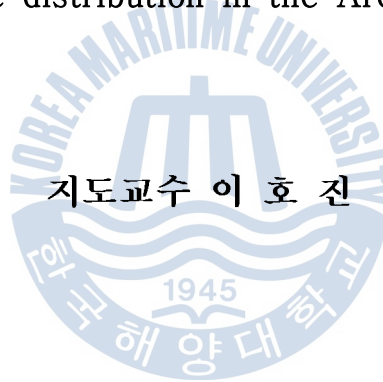


이학석사 학위논문

북극해 해빙 분포 경년변동에 관한 수치실험

A numerical experiment on the inter-annual variation of
sea ice distribution in the Arctic Sea



지도교수 이 호 진

2013년 2월

한 국 해 양 대 학 교 대 학 원

해양생명환경학과

권 미 옥

본 논문을 권미옥의 이학석사 학위논문으로 인준함.

위원장	이학박사	박 재 훈	(인)
위 원	이학박사	하 호 경	(인)
위 원	이학박사	이 호 진	(인)

2012년 12월 14일

한국해양대학교 대학원

목 차

List of Tables	ii
List of Figures	iii
Abstract	v
 1. 서 론	 1
 2. 모델 개요	 3
2.1 해양 모델	3
2.2 해빙 모델	4
2.2.1 해빙 동역학 (Sea ice dynamics)	4
2.2.1 해빙 열역학 (Sea ice thermodynamics)	7
2.3 모델 영역 및 입력 자료	12
 3. 결 과	 14
3.1 모델 결과 검증	14
3.1.1 해빙 농도 및 면적	14
3.1.2 해빙 두께	21
3.1.3 수온, 염분 기후값	23
3.2 북극해 해빙 변동 특성 및 영향을 미치는 주요 요인	33
3.2.1 해빙 분포 경년변동 특성	33
3.2.2 해양 상층의 열 함유량	37
3.2.3 해빙 성장률	41
3.2.4 해표면 기압	46

4. 결 론	51
참고문헌	53
감사의 글	56

List of Tables

Table 1 모델 계산에 사용된 변수	11
-----------------------------	----



List of Figures

Fig. 1 해빙의 성장 및 결빙이 일어나는 위치	8
Fig. 2 해양, 해빙, 눈 층의 수직 단면도	8
Fig. 3 모델 영역 및 수심도	12
Fig. 4 30년(1979-2008) 평균된 3월, 9월 해빙 농도 공간분포 및 표준편차; (a) 위성 관측 결과(HadISST), (b) 모델 결과	7 1
Fig. 5 30년(1979-2008) 평균 해빙 면적 월별 변동	8 1
Fig. 6 30년(1979-2008) 평균된 월별 해빙 면적을 뺀 해빙 면적 anomaly 변동	19
Fig. 7 1979년부터 2008년까지의 월별 해빙 면적에 대한 테일러 다이어그 램	20
Fig. 8 (좌) 위성 관측(ICESat) 5년(2004-2008) 평균 겨울철 해빙 두께 분포 및 모델 결과, (우) 모델-관측간의 차이	2
Fig. 9 (a) PHC에서 제공하는 월별 해표면 수온 기후값, (b) 모델이 재현 한 33년(1979-2011) 평균 해표면 수온 분포	6 2
Fig. 10 (a) PHC에서 제공하는 월별 해표면 염분 기후값, (b) 모델이 재현 한 33년(1979-2011) 평균 해표면 염분 분포	7 2
Fig. 11 대서양수(위)와 태평양수(아래)가 북극해 내에 유입되어 이동하는 경로를 따라 정의한 단면 위치	28
Fig. 12 대서양수 이동 경로(Fig. 11 참조)에 따른 수온 수직 단면도; (위) PHC 기후값, (아래) 33년(1979-2011) 평균된 모델 결과	9 2
Fig. 13 대서양수 이동 경로(Fig. 11 참조)에 따른 염분 수직 단면도; (위) PHC 기후값, (아래) 33년(1979-2011) 평균된 모델 결과	10 3
Fig. 14 태평양수 이동 경로(Fig. 11 참조)에 따른 수온 수직 단면도; (위) PHC 기후값, (아래) 33년(1979-2011) 평균된 모델 결과	11 3

Fig. 15 태평양수 이동 경로(Fig. 11 참조)에 따른 염분 수직 단면도; (위) PHC 기후값, (아래) 33년(1979–2011) 평균된 모델 결과	2· 3
Fig. 16 해빙 농도의 첫 번째 모드 공간 패턴과 PC 시계열	35
Fig. 17 해빙 농도의 두 번째 모드 공간 패턴과 PC 시계열	36
Fig. 18 해양 상층 열 함유량의 첫 번째 모드 공간 패턴과 PC 시계열 (black). 비교를 위해 동일 모드의 해빙 농도 PC 시계열(red)을 함께 나 타내었다.	39
Fig. 19 해양 상층 열 함유량의 두 번째 모드 공간 패턴과 PC 시계열 (black). 비교를 위해 동일 모드의 해빙 농도 PC 시계열(red)을 함께 나 타내었다.	40
Fig. 20 해빙 표면에서의 해빙 성장률, W_{ai} 의 첫 번째 모드 공간 패턴과 PC 시계열	43
Fig. 21 해빙 바닥면에서의 해빙 성장률, W_{io} 의 첫 번째 모드 공간 패턴 과 PC 시계열	44
Fig. 22 해빙 바닥면에서의 해빙 성장률, W_{io} 의 두 번째 모드 공간 패턴 과 PC 시계열	45
Fig. 23 해표면 기압의 첫 번째 모드 공간 패턴과 PC 시계열(black). 두 번 째 모드의 해빙 농도 PC 시계열(red)을 함께 나타내었다.	48
Fig. 24 해표면 기압의 두 번째 모드 공간 패턴과 PC 시계열(black). 두 번 째 모드의 해빙 농도 PC 시계열(red)을 함께 나타내었다.	49
Fig. 25 해표면 기압의 각 모드 변동과 해빙 농도의 두 번째 모드 변동간 의 Wavelet Coherence	50

A numerical experiment on the inter-annual variation of sea ice distribution in the Arctic Sea

Mi Ok Kwon

*Division of Marine Environment and Bioscience,
Graduate School of Korea Maritime University, Busan 606-791, Korea*

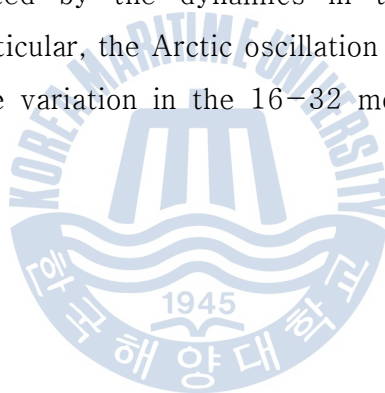
Abstract

We here simulate the sea ice distribution in the Arctic Sea during the period 1979–2011 using an ice-coupled Ocean General Circulation Model (OGCM) and investigate a characteristic feature of inter-annual variation of sea ice distribution using the Cyclo-Stationary Empirical Orthogonal Function (CSEOF). The model covers the Arctic Sea north 65°N with orthogonal curvilinear coordinates of 41–63 km (50 km on average) grid resolution. Twelve-hourly European Centre for Medium-range Weather Forecasts (ECMWF) data during the period 1979–2011 are used for atmospheric forcing. Heat and salt fluxes at the sea surface are computed with a bulk formula without any relaxation of sea surface temperature and salinity. Temperature, salinity, sea surface elevation and velocity data for open boundaries are obtained from Hybrid Coordinate Ocean Model (HYCOM) data.

Comparisons with observations of sea ice distribution reveal that modeled sea ice extent is underestimated by 6% in winter, while it is overestimated by 5% in summer. Consequently, the model seems to underestimate the

amplitude of seasonal variation than observation. Nonetheless, the modeled inter-annual variations of sea ice extent agree well with observation. By evaluating model performance, we find that root-mean-square error of modeled sea ice extent is less than that of IPCC AR4.

The results of CSEOF analysis are as follow. Since 2001, The amplitude of seasonal variation of sea ice appears to continually have increased by a decline in multi-year ice in the Arctic that happened recently. We find pattern that variation in sea ice has opposite phase in Canadian Sea and Siberian Sea. The total extent of Arctic sea ice is largely decreased by the impact of reduction of Siberian sea ice more than by that of Canadian one. An out-of-phase variation between sea ice conditions in these regions is likely to be affected by the dynamics in the Arctics more than thermodynamics. In particular, the Arctic oscillation shows a high coherence with the out-of-phase variation in the 16-32 month, which leads it by 90°.



제 1 장 서 론

지구 온난화로 인해 북극해 해빙 면적이 급변하고 있다. 특히 2007년 여름, 북극해 해빙이 유례없던 감소를 겪은 이후 북극해 여름철 해빙은 2000년 이전의 상태로 회복되지 못하고 있다. 또한 2012년 9월 16일, 북극해 해빙 면적이 5년 만에 기존의 역대 기록인 $4.17 \times 10^6 \text{ km}^2$ (2007년 9월 18일)를 깨고 $3.41 \times 10^6 \text{ km}^2$ 라는 새로운 최저치를 기록하기도 하였다(National Snow and Ice Data Center, <http://nsidc.org/>). 태양에너지를 반사하는 역할을 해오던 해빙이 감소하면서 해양으로 유입되는 태양에너지의 양 또한 증가하게 되고, 결국 이런 피드백에 의해 북극은 온난화의 영향에 가장 민감하게 반응하고 있다.

반면 북극해는 대기 외에 북대서양(Gerdes et al., 2003; Schauer et al., 2002)과 태평양(Shimada et al., 2006; Woodgate et al., 2006)으로부터 열을 공급받는다. 최근 이들 해류가 따뜻해짐에 따라 북극해 해빙이 더 빠른 속도로 소멸되고 있다는 연구 결과가 발표된 바 있다(Shimada et al., 2006). 하지만 북극해로 유입되는 대서양수와 태평양수는 강한 밀도약층 아래에 존재하기 때문에 해빙이 존재하는 표층까지 열을 전달하지 못한다는 연구결과도 발표된 바 있다(Polyakov et al., 2010).

이처럼 북극해 해빙은 대기와 해양의 복합적인 요소들로 인해 끊임없이 감소하고 있으며, 앞으로 해빙의 감소는 점점 더 가속화될 전망이다. 북극해 해빙 감소는 북극 항로뿐만 아니라 해양 생태계, 해수의 순환 및 전 지구 기후에도 영향을 미치며, 따라서 북극해 해빙 변동에 대한 정확한 미래 전망이 필요하다. 이에 따라 최근 급격한 기후변화에 대응하기 위한 다양한 북극해 연구가 진행 중이며, 특히 북극해 해빙의 감소에 영향을 미치는 주요 요인을 파악하기 위한

연구들이 많은 이슈가 되고 있다.

Steele et al. (2010)은 해빙 감소에 대기와 해양으로부터 들어온 열속 중 어떤 요인의 영향이 더 크게 작용하는지를 연구하였으며, 이들은 대기와 해양이 각각 여름철 해빙 감소에 60%, 40% 영향을 미친다고 발표하였다. 또한 2007년 해빙이 급격하게 감소한 이유는 평년보다 이른 시기에 해빙이 소멸되기 시작하면서 알베도가 감소하여 대기의 열속이 해양으로 더 많이 유입되었기 때문이라고 밝혔다. 반면 Zhang et al. (2008)은 2007년에 감소한 총 해빙 면적의 70%는 대기로부터 유입된 열에 의한 것이지만, 나머지 30%는 평년보다 강해진 Transpolar Drift Stream (TDS)의 영향으로 프람 해협(Fram Strait)을 통해 북극해 밖으로 유출된 것이라고 발표한 바 있다.

현재까지 발표된 대부분의 연구는 해빙 면적이 가장 급격하게 감소했던 2007년에 초점을 맞추고 있다. 하지만 2007년 이후에도 여름철 해빙 면적은 크게 감소하고 있으며, 북극해 대기조건이 강한 경년변동을 보이기 때문에 매년 해빙 감소 메커니즘은 다를 것으로 생각된다. 또한 해빙 조건이 변화하면서 매년 생성되는 개빙 구역의 위치나 범위가 다르게 나타나고, 이에 따라 해양과 대기의 역할 및 두 조건의 상호작용도 다르게 나타날 수 있다. 따라서 해빙이 크게 감소한 특정 해에 대한 연구보다는 장기간 여름철 해빙 감소에 대한 연구를 통해 북극해 해빙의 감소에 영향을 미치는 주요 요인을 파악하는 것이 필요하다.

따라서 본 연구에서는 해양-해빙 접합 모델을 이용하여 1979년부터 2011년까지의 북극해 해빙 분포를 재현하고, 북극해 해빙 분포의 경년 변동 특성에 대해 연구하였다. 모델 신뢰도를 평가하기 위하여 모델이 재현한 북극해 해빙 변동 및 해황을 관측 자료, 기존의 모델 결과와 비교하였으며, 현재 모델의 문제점과 개선방향 등을 확인하였다. 또한 Cyclo-Stationary Empirical Orthogonal Function (CSEOF) 분석을 통해 모델 결과 및 외력 조건을 통계적으로 분석하고, 다양한 요인들이 북극해 해빙 변동에 어떠한 영향을 미치는지 살펴보았다.

제 2 장 모 델 개 요

본 연구에서는 3차원 해양-해빙 접합 모델을 이용하여 1979년부터 2011년까지 33년 동안의 북극해 해빙 변동을 재현하였다. 해양 모델 성분은 The Regional Ocean Modeling System (ROMS) 3.4 version에 기초하였으며, 해빙 모델은 해빙 동역학 및 해빙 열역학을 모두 고려하여 계산하였다.

2.1 해양 모델

ROMS는 3차원 자유수면 원시방정식을 기본으로 하는 수치모델로 정역학 근사와 부시네스크 근사를 이용한다. 수평 격자는 직교 곡선 좌표계(Orthogonal curvilinear coordinate)를 이용하며, 각 격자의 중심에서 밀도, 수심 등을 정의하고 각 격자의 좌우 방향에서 유속의 U 성분을, 상하 방향에서 유속의 V 성분을 정의하여 계산의 안정성과 경제성을 고려한 Arakawa-C 격자 체계를 이용한다(Arakawa and Lamb, 1977). 수직 격자는 수온 약층이나 바닥 경계층과 같은 관심 영역에서 향상된 해상도를 사용할 수 있게 해주는 S-좌표계(Stretched terrain-following coordinate)를 이용한다.

ROMS는 이류항 계산식이나 수직 및 수평 혼합 기법 등에 대한 선택이 가능하다. 수평 이류항과 수직 이류항은 각각 3차 upstream 기법, 4차 중앙 차분법을 이용하여 계산하였다. 수직 확산 계수는 The Large, McWilliams and Doney (LMD, Large et al., 1994) scheme을 이용하여 계산하였으며, 수평 확산 계수는 모델의 격자 크기와 수평 전단속도에 따라 계수를 산정하는 Smagorinsky (1963)의 수식을 이용하여 계산하였다. 대기와 해양의 상호작용에 중요한 역할을 하는 열수지의 변화는 Fairall et al. (1996)의 Bulk Parameterization 방법을

이용하여 계산하였다. 이 방법은 바람에 의한 표층의 운동, 현열, 잠열 등의 요소를 이용하여 열수지를 계산하는 방법이다.

2.2 해빙 모델

2.2.1 해빙 동역학 (Sea ice dynamics)

해빙 동역학은 Elastic-Viscous-Plastic (EVP) 유동학(rheology) (Hunke and Dukowicz, 1997; Hunke, 2001)을 이용하여 계산하였다. EVP 유동학은 기존의 Viscous-Plastic (VP) 유동학 방정식(Hibler, 1979)에 탄성(elastic) 항을 더해준 방정식으로, 해빙 동역학 계산에 매우 효과적이며 해빙이 급격하게 변하는 해역에서 바람 및 관성, 조석 동역학 등에 대한 해빙의 순간적인 반응을 고려할 수 있게 해준다(Hunke, 2001). 해빙의 운동에 관여하는 힘으로는 전향력, 압력 경도력, 바람 응력, 해류가 해빙에 작용하는 마찰력, 해빙 내부 마찰력 등 총 다섯 가지의 힘을 고려하며 비선형 이류항은 무시한다. 따라서 모델에서 계산된 운동 방정식은 다음과 같다.

$$M \frac{du}{dt} = Mfv - Mg \frac{\partial \zeta_w}{\partial x} + \tau_a^x + \tau_w^x + F_x$$

$$M \frac{dv}{dt} = -Mfu - Mg \frac{\partial \zeta_w}{\partial y} + \tau_a^y + \tau_w^y + F_y$$

위의 식에서 u , v 는 해빙 속도 성분을 의미하며, M 은 해빙 질량, f 는 코리올리 변수, g 는 중력가속도, ζ_w 는 해수면 변위를 나타낸다. $\vec{\tau}_a$, $\vec{\tau}_w$, \vec{F} 항은 각각 바람응력, 해빙과 해수면 사이의 마찰력, 해빙 내부 마찰력을 의미한다.

바람과 해류가 각각 해빙에 작용하는 마찰력 $\vec{\tau}_a$, $\vec{\tau}_w$ 는 다음과 같이 계산된다.

$$\vec{\tau}_a = \rho_a C_d |\vec{V}_{10}| \vec{V}_{10}$$

$$C_a = \frac{1}{2} C_d [1 - \cos(2\pi \min(h_i + .1, 5))]$$

$$\vec{\tau}_w = \rho_w C_w |\vec{v}_w - \vec{v}| (\vec{v}_w - \vec{v})$$

여기서 C_d , C_w 는 대기와 해수의 항력계수를 의미하며, 각각 2.2×10^{-3} , 10×10^{-3} 이다. ρ_a , ρ_w 는 대기와 해수의 밀도를 의미하며, 각각 1.3 kg m^{-3} , 1025 kg m^{-3} 의 상수를 사용하였다. 바람이 해빙에 작용하는 마찰력 $\vec{\tau}_a$ 는 해양에 작용하는 바람 응력을 계산할 때와 마찬가지로 바람의 속도 성분의 제곱에 비례하며, 계산에 사용되는 비선형 항력계수 C_a 는 대기 항력계수 C_d 에 해빙의 두께 함수를 적용해서 계산하였다. 해류가 해빙에 작용하는 마찰력 $\vec{\tau}_w$ 는 해빙의 속도를 뺀 해양의 상대 속도 성분의 제곱에 비례하며, 항력 계수 C_w 는 상수로 가정하였다.

해빙 내부 마찰력 \vec{F} 는 stress tensor σ_{ij} 의 함수로 정의된다.

$$\vec{F} = \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j}$$

여기서, Hibler (1979)의 VP 유동학을 이용하면 stress tensor σ_{ij} 는 다음과 같이 계산할 수 있다. 우변의 처음 두 항은 해빙의 전단력에 의한 힘을 의미하며, 세 번째 항은 해빙의 압축강도를 의미한다.

$$\sigma_{ij} = 2\eta \dot{\epsilon}_{ij} + (\zeta - \eta) \dot{\epsilon}_{kk} \delta_{ij} - \frac{P}{2} \delta_{ij}$$

$$\dot{\epsilon}_{ij} \equiv \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right)$$

$$P = P^* A h_i e^{-C(1-A)}$$

위의 식에서 $\dot{\epsilon}_{ij}$ 는 strain rate tensor를 의미하며 δ_{ij} 는 Kronecker의 델타 함수로 i 와 j 가 같을 때는 1로, 다를 때는 0으로 정의된다. η 와 ζ 는 각각 비선형 전단 점성, 비선형 체적 점성을 나타낸다. 해빙의 압축 강도 P 는 해빙의 농도 A 와 두께 h_i , 그리고 계수 P^*, C 에 의해 결정되며, P^* 와 C 는 각각 2.75×10^4 , 20의 상수로 가정하였다. 비선형 점성 η , ζ 는 아래의 식으로 계산된다.

$$\zeta = \frac{P}{2[(\dot{\epsilon}_{11}^2 + \dot{\epsilon}_{22}^2)(1 + 1/e^2) + 4e^{-2}\dot{\epsilon}_{12}^2 + 2\dot{\epsilon}_{11}\dot{\epsilon}_{22}(1 - 1/e^2)]^{1/2}}$$

$$\eta = \frac{\zeta}{e^2}$$

해빙 내부 마찰력 \vec{F} 계산에 EVP 유동학을 적용시키기 위해서 stress tensor σ_{ij} 를 구하는 VP 유동학 식을 다음과 같이 변형하여 탄성(elastic) 항을 추가하였다. 이는 해빙 두께가 1cm 이상일 경우에만 해당된다.

$$\frac{1}{2\eta}\sigma_{ij} + \frac{\eta - \zeta}{4\eta\zeta}\sigma_{kk}\delta_{ij} + \frac{P}{4\zeta}\delta_{ij} = \dot{\epsilon}_{ij}$$

$$\frac{1}{E}\frac{\partial\sigma_{ij}}{\partial t} + \frac{1}{2\eta}\sigma_{ij} + \frac{\eta - \zeta}{4\eta\zeta}\sigma_{kk}\delta_{ij} + \frac{P}{4\zeta}\delta_{ij} = \dot{\epsilon}_{ij}$$

위의 과정을 통해 운동방정식을 계산하여 새로운 time step에서의 해빙 속도 성분 u , v 를 구한 뒤, MPDATA scheme(Smolarkiewicz and Grabowski, 1990)을 이용해 해빙 농도와 두께, 눈 두께, 해빙 내부 온도 등의 이류를 계산하였다. 사용된 연속방정식은 다음과 같으며, 해빙 관련 변수들의 이류뿐만 아니라 해빙 열역학 관련항도 포함한다. 이는 열 교환에 의해 해빙이 얼고 녹는 현상 외에 해빙이 속도 성분을 가지고 이동하는 현상을 고려할 수 있게 해준다.

$$\frac{\partial Ah_i}{\partial t} = -\frac{\partial(vAh_i)}{\partial x} - \frac{\partial(vAh_i)}{\partial y} + S_h + D_h$$

$$\frac{\partial Ah_s}{\partial t} = -\frac{\partial(vAh_s)}{\partial x} - \frac{\partial(vAh_s)}{\partial u} + S_s + D_s$$

$$\frac{\partial A}{\partial t} = -\frac{\partial(uA)}{\partial x} - \frac{\partial(vA)}{\partial y} + S_A + D_A$$

여기서 S_h, S_s, S_A 는 각각 해빙 두께, 눈 두께, 해빙 농도에 대한 해빙 열역학 관련항을 의미하며 D_h, D_s, D_A 는 각각 해빙 두께, 눈 두께, 해빙 농도에 대한 확산항을 의미한다.

해빙 열역학 관련항은 다음 장에서 다룬다.

2.2.2 해빙 열역학 (Sea ice thermodynamics)

해빙 열역학은 Mellor and Kantha (1989), Hakkinen and Mellor (1992)에 기초하였다. 수직으로 두 개의 해빙 층과 하나의 눈 층을 구성하여 열전도 방정식을 계산하며 해빙과 해양의 표층 사이에 분자 내부층을 구성하여 해빙이 열고 녹는 현상을 잘 재현할 수 있게 하였다. 해빙 열역학 방정식은 해빙의 표면과 바닥면, 그리고 옆면에서 해빙의 성장률을 계산해 준다. 모델에서 계산된 식은 다음과 같다.

$$\frac{DAh_i}{Dt} = \frac{\rho_o}{\rho_i} [A(W_{io} - W_{ai}) + (1-A)W_{ao} + W_{fr}]$$

$$\frac{DA}{Dt} = \frac{\rho_o A}{\rho_i h_i} [\Phi(1-A)W_{ao} + (1-A)W_{fr}]$$

위의 식에서 A 는 해빙 농도를 나타내며, 그 범위는 $0 \leq A \leq 1$ 이다. h_i 는 해빙 두께를 의미한다. ρ_i 는 해빙의 밀도로 910 kg m^{-3} 의 상수로 가정하였다.

W_{ai} , W_{ao} , W_{io} 는 각각 해빙 또는 눈 표면, 대기와 해수의 접촉면, 해빙과 해수의 접촉면에서의 열교환에 의해 일어나는 해빙의 결빙율을 의미하며, W_{fr} 는 결빙된 해수가 해빙에 달라붙어 성장하는 해빙의 성장률을 의미한다. 각 해빙의 결빙율, 성장률이 정의되는 위치는 Fig. 1과 같다. W_{ai} 는 음일 때 해빙의 결빙을 의미하며, 그 외 변수들은 모두 양일 때 해빙의 결빙을 의미한다.

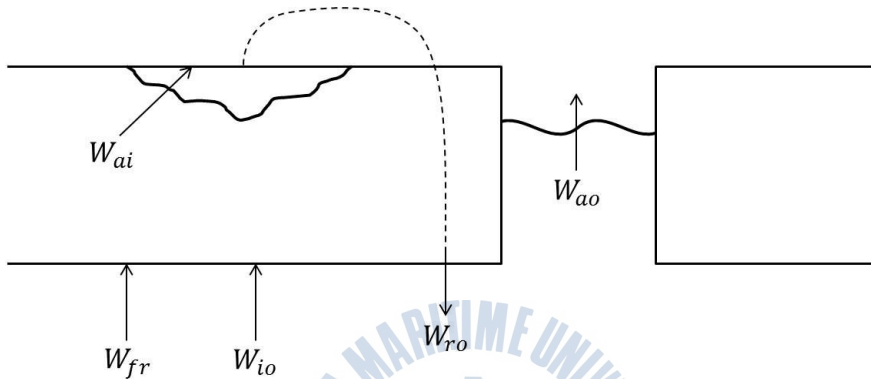


Fig. 1 해빙의 성장 및 결빙이 일어나는 위치

두 개의 해빙 층과 하나의 눈 층, 그리고 해양 사이에서 교환되는 열 수지 및 온도는 Fig. 2와 같이 정의된다. 모든 변수는 양일 때 해양에서 대기로, 음일 때 대기에서 해양으로 열이 전달되는 것을 의미한다.

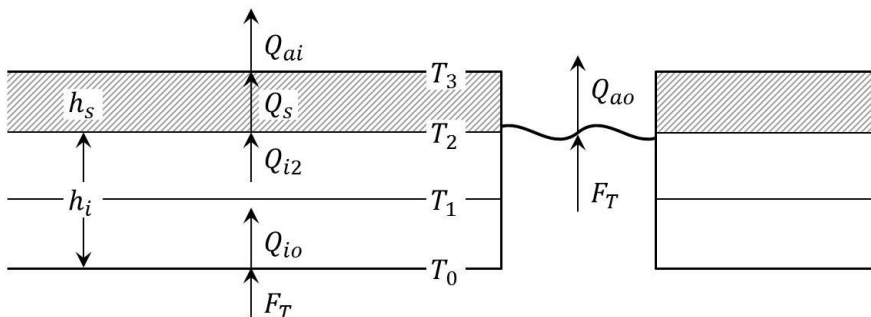


Fig. 2 해양, 해빙, 눈 층의 수직 단면도

여기서 표층, 즉 해빙 또는 눈 표면에서의 열수지 Q_{ai} 는 현열($H\downarrow$), 잠열($LE\downarrow$), 해양으로 유입되는 장파복사($LW\downarrow$) 및 단파복사($SW\downarrow$)를 이용해 계산할 수 있다.

$$Q_{ai} = -H\downarrow - LE\downarrow - \epsilon_s LW\downarrow - (1 - \alpha_s) SW\downarrow + \epsilon_s \sigma (T_3 + 273)^4$$

위 식으로 계산된 Q_{ai} 를 이용해 해빙 또는 눈 표면에서의 결빙율 W_{ai} 를 계산하였다.

$$W_{ai} = -\frac{Q_{ai} - Q_{i2}}{\rho_0 L_3}$$

여기서 L_3 는 브라인 효과(brine effect; 해빙 내에 포함되어 있는 염분이 해빙의 용해에 미치는 효과)를 고려한 해빙의 용해열을 의미하며, 다음과 같이 계산된다.

$$L_3 = (1 - r)L_i$$

$$r = \frac{S_i m}{T_1}$$

L_i 는 브라인 효과를 고려하지 않은 해빙의 용해열로 302 MJ m^{-3} 의 상수이며, S_i 와 T_1 은 각각 해빙의 염분과 온도를 나타낸다. m 은 염분과 어는점의 관계가 선형 함수라고 가정했을 때, 그 직선의 기울기를 의미하며, $-0.0543 \text{ } ^\circ\text{C psu}^{-1}$ 이다. 따라서 r 은 해빙의 내부 온도가 T_1 일 때 가질 수 있는 최대 염분에 대한 현재 염분의 비를 의미한다.

해빙과 눈의 접촉면에서의 열수지 Q_{i2} 는 해빙의 내부 온도 T_1 과 표면 온도 T_2 의 차이, 그리고 해빙의 전도율 k_i 를 이용해 계산하였으며, 해빙 바닥에서의 열수지 Q_{io} 또한 동일한 방식으로 계산하였다.

$$Q_{i2} = \frac{2k_i}{h_i}(T_1 - T_2)$$

$$Q_{io} = \frac{2k_i}{h_i}(T_0 - T_1)$$

대기와 해수의 접촉면, 해빙과 해수의 접촉면에서의 결빙율 W_{ao} , W_{io} 는 다음과 같이 계산하였다.

$$W_{ao} = \frac{1}{\rho_0 L_o}(Q_{ao} - F_T)$$

$$W_{io} = \frac{1}{\rho_0 L_o}(Q_{io} - F_T)$$

여기서 F_T 는 해빙과 해수의 접촉면에서 난류에 의해 전달되는 열수지를 의미하며, 난류에 의한 열 전달계수 C_{Tz} 를 이용해서 다음과 같이 계산할 수 있다.

$$\frac{F_T}{\rho_0 C_{po}} = -C_{Tz}(T_0 - T)$$

$$C_{Tz} = \frac{u_\tau}{P_{rt} k^{-1} \ln(-z/z_0) + B_T}$$

$$B_T = b \left(\frac{z_0 u_\tau}{\nu} \right)^{1/2} P_r^{2/3}$$

위 식에서 T_0 는 표층 염분에서의 어는점으로 가정하며, T 는 해표면 수온을 의미한다. 그 외에 모델에서 사용된 변수에 대한 정보는 Table 1에 요약하였다.

Table 1 모델 계산에 사용된 변수

변수	값	설명
k	0.4	von Karman's constant
P_{rt}	0.85	turbulent Prandtl number
P_r	13.0	molecular Prandtl number
z_0	0.02	roughness parameter
b	3.0	factor
ν	$1.8 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$	kinematic viscosity of seawater
u_τ	friction velocity, $ \tau_{io} ^{1/2} \rho_o^{-1/2}$	



2.3 모델 영역 및 입력자료

모델 영역은 위도 65°N – 90°N , 경도 180°W – 180°E 로 북위 65° 이북의 모든 해역을 포함한다(Fig. 3). 수평 해상도는 100×100 으로 약 41 ~ 63 km (평균 50 km)이며, 연직 방향으로 50개의 층을 가진다. 혼합층을 잘 재현하기 위하여 표층 근처에서는 수직 해상도를 좀 더 증가시켰다. 수심 자료는 National Geophysical Data Center (NGDC)에서 제공하는 ETOPO2 자료를 이용하였으며, 모델 계산을 용이하게 하기 위하여 수심구배에 대한 보정을 하였다. 최소 수심은 50 m로 설정하였으며, 최대 수심은 4230 m이다.

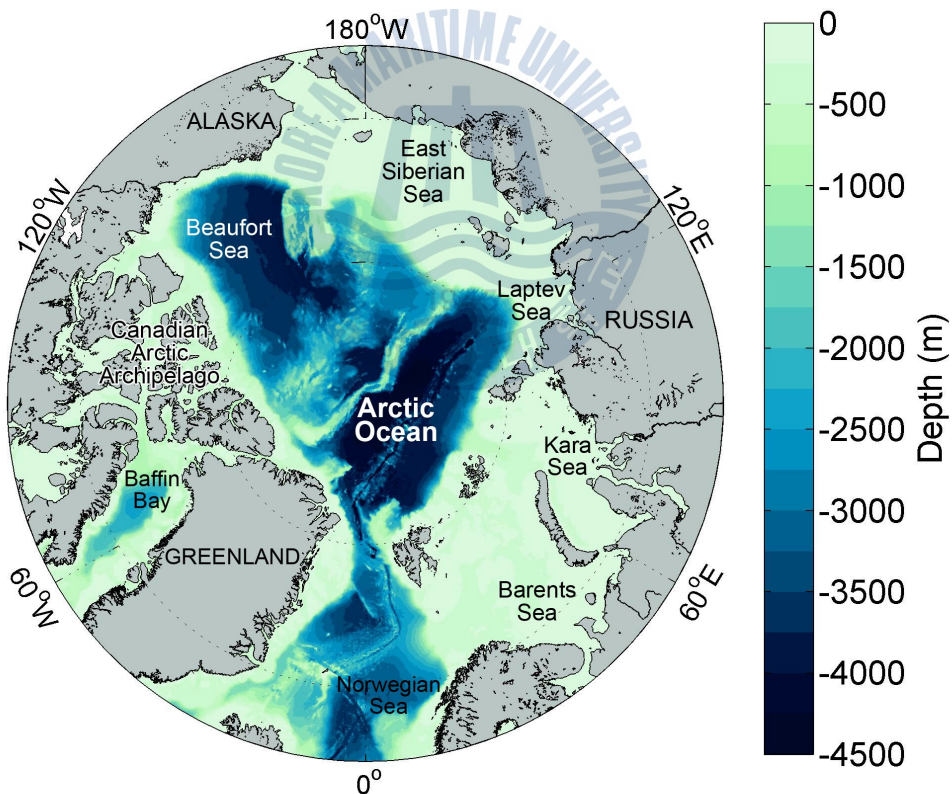


Fig. 3 모델 영역 및 수심도

초기 수온 및 염분은 Steele et al. (2001)의 Polar science center Hydrographic Climatology (PHC) 자료 중 1월 자료를 이용하였으며, 초기 운동량은 전 영역에서 0으로 설정하였다. 초기 해빙 농도는 Hadley Center에서 제공하는 Hadley Centre Global Sea Ice and Sea Surface Temperature (HadISST) 자료를 이용하였다.

대기강제력은 European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF)에서 제공하는 0.75° 간격의 ERA interim 자료를 이용하였으며, 1979년부터 2011년까지 12시간 간격으로 자료를 내삽하여 사용하였다. 여기서 고려된 대기강제력은 바람 응력, 단파 및 장파복사, 현열, 잠열, 구름, 강우, 강설, 기온, 해면기압 및 유거수(runoff)이다.

개방경계에서 입력되는 수온, 염분, 유속 및 해수면 변위 자료는 HYbrid Coordinate Ocean Model (HYCOM)에서 제공하는 $1/12^\circ$ 간격 동화 자료를 사용하였으며, 2004년부터 2011년까지 8년간 월 평균된 값을 입력하였다. 3차원 유속 및 수온, 염분은 Radiation 조건을 이용해 계산하였으며 각각 10일, 1일 간격으로 nudging 시켜 주었다. 2차원 유속, 해수면 변위는 각각 Flather (1976), Chapman (1985) 조건을 사용하여 계산하였다.

제 3 장 결 과

북극해 해빙 분포 및 해황을 재현하기 위해 먼저 모델을 초기화하기 위하여, 1979년부터 2011년까지 33년간 평균된 일평균 대기강제력 자료를 사용하여 30년 동안 모델 계산을 수행하였다. 수온과 염분은 PHC 기후 자료를 이용해 30일 간격으로 nudging 시켜 주었다. 초기화가 끝난 후에 1979년부터 2011년까지 12시간 간격의 자료를 사용하여 33년간 hindcast를 수행하였으며, 위성 관측 해빙 자료 및 수온 염분 기후자료 등을 이용하여 모델 결과를 검증하였다.

3.1 모델 결과 검증

3.1.1 해빙 농도 및 면적

모델 결과를 검증하기 위해 모델이 재현한 해빙 농도를 1979년부터 2008년까지 평균하여 위성 관측 결과(HadISST)와 비교하였다. 해빙 면적이 최대와 최소가 되는 3월과 9월을 각각 겨울과 여름을 대표하는 기간으로 선정하여 비교하였으며, 각 해역별로 해빙 농도의 계절변화폭을 비교하기 위하여 해빙 농도의 표준편차를 계산하였다(Fig. 4).

겨울철(3월)의 경우 그린란드 남쪽 연안과 바렌츠 해 및 카라 해 연안 해역에서 해빙 농도가 관측보다 0.3~0.5 정도 작게 계산되었지만, 빙해역 경계의 위치와 패턴이 관측과 잘 일치함을 알 수 있다. 하지만 여름철(9월)의 경우, 모델이 재현한 해빙 농도 분포는 관측과 다소 차이를 보인다. 극점 주변의 해빙 농도는 관측보다 작게 계산된 반면 러시아 연안의 동시베리아 해와 라프테프 해 등의 해역에서는 해빙 농도가 관측보다 높게 계산되면서 빙해역 경계의 위치가

관측과는 다르게 연안에 가까이 위치하고 있다. 또한 배편만과 캐나다 군도 해역에서 해빙이 거의 녹지 않아 여름철임에도 불구하고 해빙 농도가 1에 가깝게 나타났다. 캐나다 군도 지역은 섬이 많고 섬과 섬 사이의 간격이 좁아 현재 수준의 모델 해상도를 이용할 경우 사실적인 지형 설정이 어렵다. 그로 인해 해류의 순환이 비현실적이어서 해빙 분포가 관측과 차이를 보이는 것으로 생각된다. 향후 모델 해상도를 증가시키면 이러한 문제점이 해결될 것으로 기대할 수 있다. 여름철 해빙 농도가 다소 크게 계산됨에 따라 해빙 농도 표준편차가 상기 해역에서 관측보다 작게 나타났지만 전반적으로 해역별 계절변동의 패턴은 잘 재현된 것으로 확인되었다.

좀 더 정량적인 비교를 위해 동일한 기간에 대한 월평균 해빙 면적을 계산하여 관측과 비교하였다(Fig. 5). 해빙 면적은 해빙 농도가 0.15 이상인 해역에 대한 면적으로 정의하였다. 한계 농도를 0.15로 택한 이유는 해빙농도가 0.15 이상인 해역에 대한 면적을 계산할 경우에 인공위성 관측과 지상 관측 해빙 면적이 가장 잘 일치하기 때문이다(Walsh and Chapman, 2001).

모델이 재현한 해빙 면적은 3월에 최대가 되고 9월에 최소가 되는 계절변동을 잘 보여주고 있다. 하지만 7월부터 9월까지의 해빙 면적이 관측보다 다소 크게, 나머지 기간에는 해빙 면적이 관측보다 다소 작게 계산되었다. 30년 평균된 관측 해빙 면적은 3월에 $11.34 \times 10^6 \text{ km}^2$, 9월에 $6.74 \times 10^6 \text{ km}^2$ 으로 약 $4.6 \times 10^6 \text{ km}^2$ 의 계절 변동 폭을 가진다. 그에 반해 모델이 재현한 해빙 면적은 3월에 $10.61 \times 10^6 \text{ km}^2$ ($-0.73 \times 10^6 \text{ km}^2$, -6%), 9월에 $7.07 \times 10^6 \text{ km}^2$ ($+0.33 \times 10^6 \text{ km}^2$, +5%)으로 계절 변동 폭이 관측에 비해 23% 정도 작게 계산되었다.

30년 동안의 경년 변동 추세를 확인하기 위하여 30년 평균된 월별 해빙 면적을 뺀 해빙 면적 anomaly 시계열을 계산하였다(Fig. 6). 관측 anomaly 시계열을 살펴보면 2007년 여름 해빙 면적이 최소가 되었으며, 그 외 2008년, 1990년, 1995년, 2005년 등의 여름에 평년보다 해빙이 많이 감소했음을 알 수 있다. 계절변동 패턴이 관측과 차이가 있었음에도 불구하고 30년 동안의 해빙 면적 경

년변동은 관측과 아주 유사하게 나타났다. 하지만 여름철 해빙이 평년보다 크게 감소했던 몇몇 해를 살펴보면, 모델이 재현한 여름철 해빙 감소폭이 2000년 이전에는 관측보다 큰 반면 2000년 이후에는 관측에 비해 약 50% 정도 작은 것을 확인할 수 있다.

모델 성능을 평가하기 위하여, 1979년부터 2008년까지의 월별 해빙면적을 IPCC AR4에 포함된 20개 모델 결과와 비교하였다. 비교에 사용된 관측 자료는 HadISST 위성 관측 자료이다. 정량적인 비교를 하기 위해 테일러 다이어그램을 이용하여 모델의 계절변화폭과 오차를 평가하였다. 테일러 다이어그램은 상관 계수, 표준편차, 평방 제곱근 오차(Root Mean Square Error, 이하 RMSE)를 동시에 평가할 수 있으므로 모델은 다양한 관점에서 평가할 수 있다(Taylor 2001).

Figure 7은 테일러 다이어그램 분석을 통해 계산된 각 모델과 관측간의 상관 계수, 표준편차 및 RMSE를 나타낸다. 그림에서 ▲는 관측을 의미하며, 원점과 각 점 사이의 거리, 즉 반지름은 관측값($1.6 \times 10^6 \text{ km}^2$)으로 정규화된 표준편차를 의미한다. 또한 방위각은 상관계수를 의미하며 각 점에서 관측(▲)까지의 거리는 RMSE에 해당된다. 본 연구 결과는 별표로 표시하였으며 IPCC AR4 모델 결과는 각 점으로 표시하였다. IPCC AR4 모델의 경우, 정규화된 표준편차가 0.1에서 2.2까지 다양하게 나타났으며, 평균 0.81의 값으로 확인되었다. RMSE는 $0.31 (0.5 \times 10^6 \text{ km}^2)$ 부터 $1.23 (2.0 \times 10^6 \text{ km}^2)$ 까지 범위하고 있으며, 평균값은 $0.56 (0.89 \times 10^6 \text{ km}^2)$ 이다. RMSE가 0.5 보다 작은 12개 모델 결과만 고려하면, 모델 평균 상관계수와 정규화된 표준편차, RMSE는 각각 0.94, 0.84, 0.38이다. 본 연구 결과의 상관계수와 정규화된 표준편차는 각각 0.95, 0.77이며, RMSE는 $0.35 (0.56 \times 10^6 \text{ km}^2)$ 이다. 따라서 IPCC AR4 모델과 비교해본 결과, 본 모델 결과의 성능이 상대적으로 좋은 것으로 보인다.

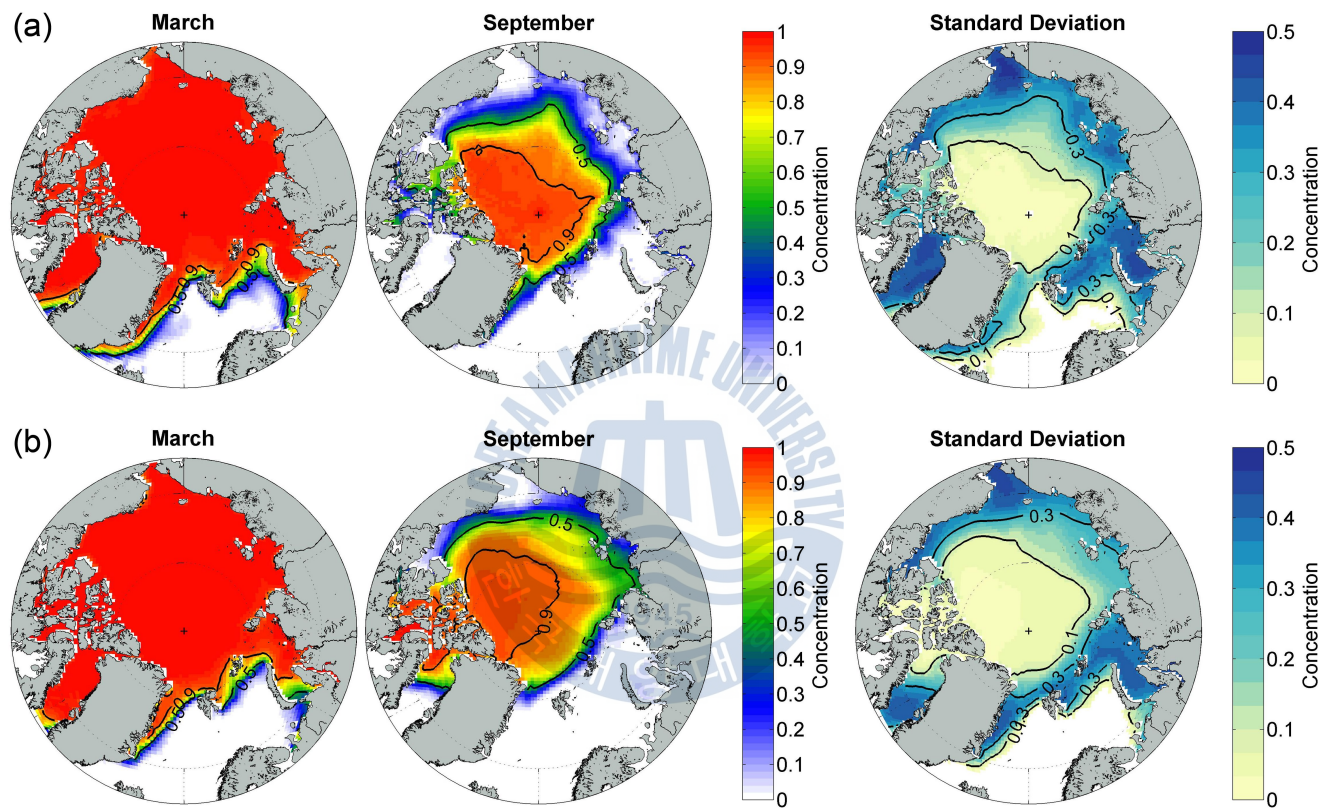


Fig. 4 30년(1979-2008) 평균된 3월, 9월 해빙 농도 공간분포 및 표준편차;
(a) 위성 관측 결과(HadISST), (b) 모델 결과

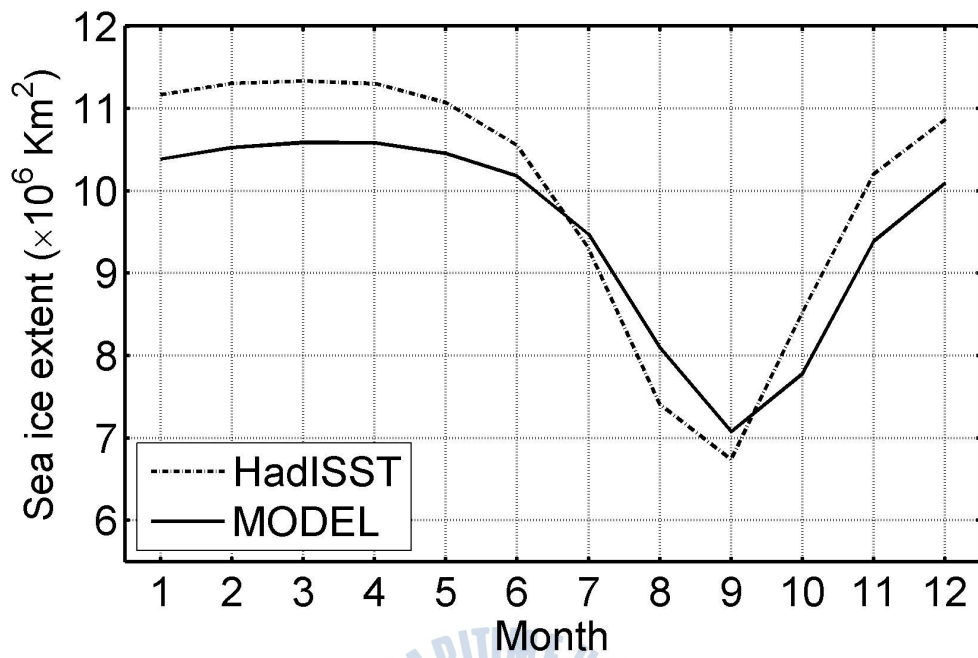


Fig. 5 30년(1979-2008) 평균 해빙 면적 월별 변동



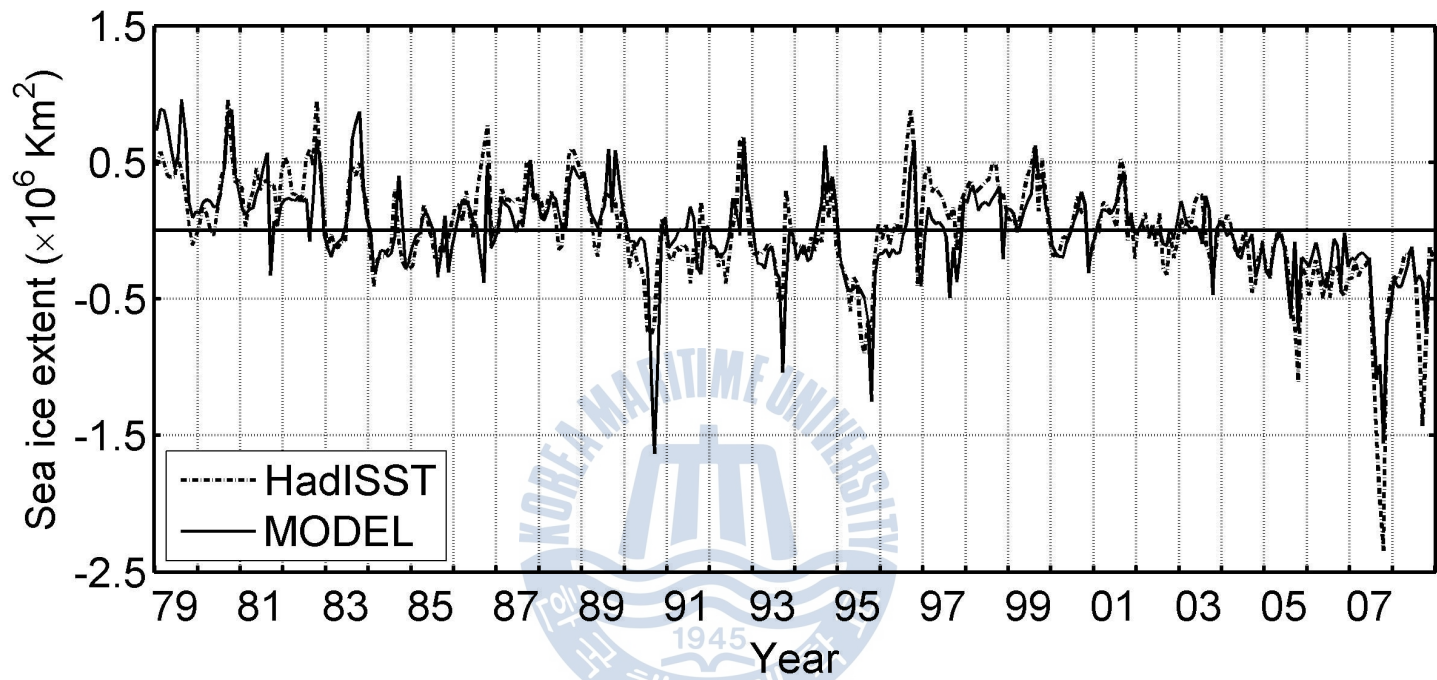


Fig. 6 30년(1979-2008) 평균된 월별 해빙 면적을 뺀 해빙 면적 anomaly 변동

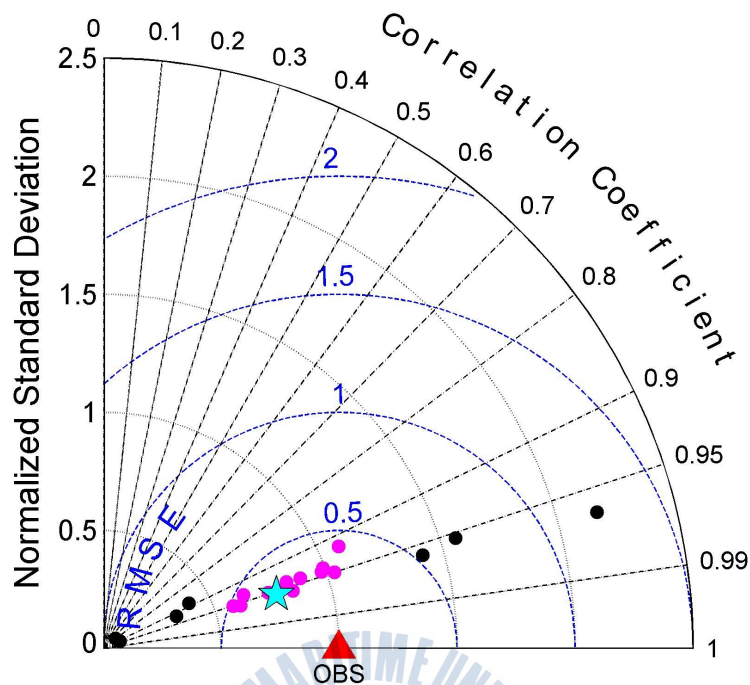
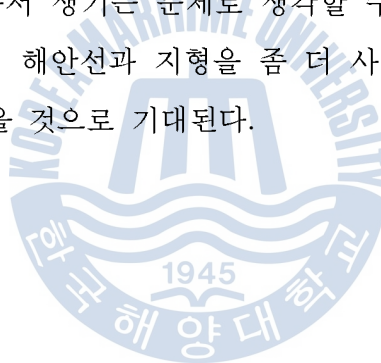


Fig. 7 1979년부터 2008년까지의 월별 해빙 면적에 대한 테일러 다이어그램. 별과 세모는 각각 본 연구 결과와 관측값을 의미한다. 각 점은 IPCC AR4에 포함된 20개 모델의 결과이며, RMSE가 0.5보다 작은 모델은 분홍색으로 표시하였다.

3.1.2 해빙 두께

Figure 8은 모델이 재현한 겨울철 해빙 두께 분포 및 관측 결과(ICESat, the Ice, Cloud, and land Elevation Satellite), 그리고 관측과 모델 결과의 해빙 두께 차이를 나타낸다. ICESat에서 2004년부터 2008년까지 5년 동안의 겨울철(2-3월) 해빙 두께 자료를 제공하고 있어 동일한 기간 동안 모델 결과를 평균하여 비교하였다. 관측과 모델 결과 모두 상대적으로 두꺼운 해빙(≥ 2 m)은 캐나다 군도와 그린란드 북부 해역에 위치하는 반면 얇은 해빙이 러시아 연안을 따라 존재하고 있는 패턴을 보여준다. 하지만 모델은 관측과 다르게 두꺼운 해빙이 북포트해까지 확장되어 있으며, 캐나다 군도와 그린란드 북부 해역에 존재하는 두꺼운 해빙의 두께가 관측보다 2m 가까이 작게 계산되었다. 이러한 차이는 현재 모델의 해상도가 낮아서 생기는 문제로 생각할 수 있다. 향후 모델 해상도를 증가시켜 상기 해역의 해안선과 지형을 좀 더 사실적으로 설정한다면 이러한 문제를 해결할 수 있을 것으로 기대된다.



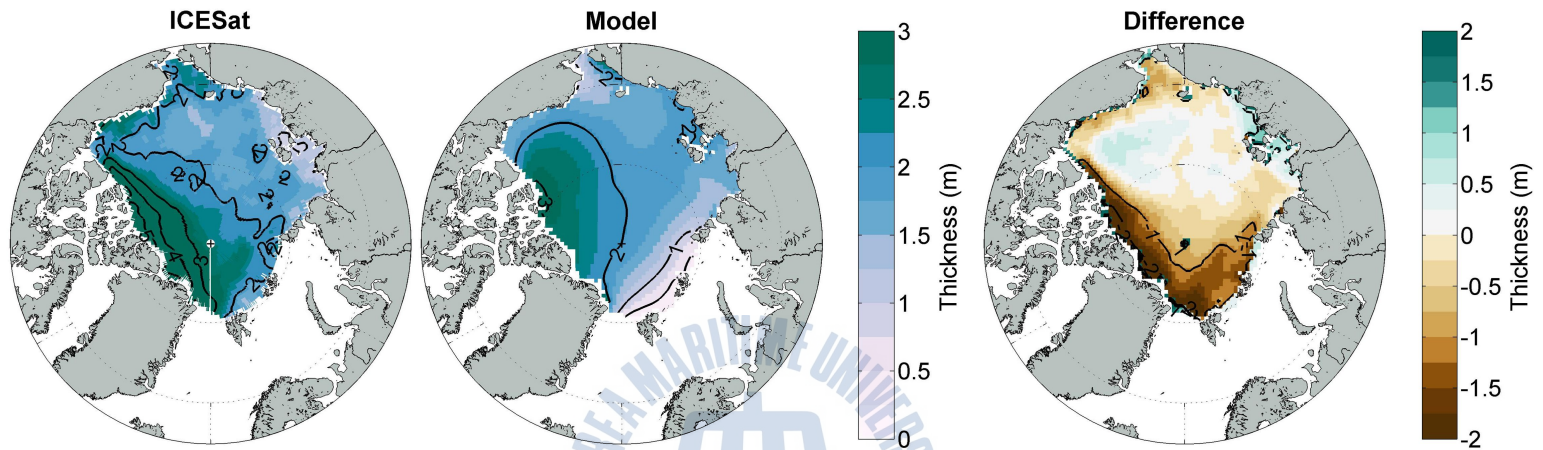


Fig. 8 (좌) 위성 관측(ICESat) 5년(2004-2008) 평균 겨울철 해빙 두께 분포 및 모델 결과, (우) 모델-관측간의 차이

3.1.3 수온, 염분 기후값

Figure 9는 모델이 재현한 33년(1979~2011) 평균 해표면 수온과 관측값(PHC data)이다. 모델이 재현한 해표면 수온을 보면, 노르웨이 해를 통해 고온의 대서양수가 유입되는 패턴이 관측과 유사하게 재현된 것을 알 수 있다. 하지만 대서양수의 수온이 관측보다 약 2°C 높게 계산되었다. 반면 태평양수가 유입되는 베링해협과 척치 해의 경우, 6월과 12월에 관측보다 수온이 낮게 계산된 것을 확인할 수 있다. 이는 베링 해협에 위치한 개방 경계가 너무 좁아 개방경계 조건을 제대로 설정해 주지 못한 것에 기인할 수 있다. 9월의 경우에는 캐나다 군도, 배핀만 등의 해역에서 수온이 관측보다 낮게 계산되었는데, 이는 여름철 해빙이 녹지 않으면서 생긴 문제로 볼 수 있다.

Figure 10은 수온과 동일한 기간 동안 평균된 월평균 해표면 염분 분포이다. 염분의 경우, 수온과 다르게 관측과 모델간의 차이가 비교적 크게 나타났다. 3월과 6월의 경우, 노르웨이해를 통해 유입되는 대서양수의 염분은 관측에 비해 상대적으로 낮은 반면, 캐나다 분지의 염분은 관측보다 높게 계산되면서 관측만큼 뚜렷하게 염분 전선이 형성되지 않았다. 또한 러시아 연안을 따라 존재하는 강한 저염수가 모델 결과에서는 나타나지 않는다. 이 저염수는 강 유입에 기인하는 것이며, 본 연구에서는 아직 강 유입을 고려하지 않았기 때문에 염분 패턴이 관측과 다르게 재현된 것으로 생각된다. 여름철, 동시베리아 해와 라프테프 해의 해빙이 녹지 못한 것도 같은 원인에 의한 것으로 생각할 수 있다. 따라서 향후 모델에서 강 유입까지 고려한다면 해표면 염분 분포뿐만 아니라 해빙 분포에 대해서도 결과를 개선할 수 있을 것으로 기대할 수 있다.

대서양과 태평양으로부터 북극해로 유입되는 해류가 모델 내에서 잘 재현되고 있는지를 확인하기 위하여, 대서양수와 태평양수의 이동 경로를 따라 수온과 염분의 수직 단면도를 살펴보았다. 수직 단면의 위치는 Fig. 11에 나타내었다.

Figure 12와 13은 대서양수의 이동경로를 따라 수온과 염분의 수직 단면도를 그린 그림이다. 노르웨이해 연안(section A)을 따라 북극해 내로 유입된 대서양수 중 일부는 프람해협(section B)을 통해 중앙 북극해 내로 유입되어 반시계방향으로 순환하고(section C-D), 일부는 연안을 따라 바렌츠해와 카라해로 유입된다(section E-F). PHC 수온, 염분 수직 단면도를 보면 상층 500 m 내에서 고온, 고염의 대서양수가 프람해협의 동쪽 연안을 따라 유입되어 지형을 따라 반시계방향으로 순환하는 것을 확인할 수 있다(section A-D). 또한 해빙이 존재하는 해역의 경우 표층 수온이 -2°C 로 낮게 나타나고, 1000 m 보다 깊은 곳에는 0°C 이하의 저온의 해수가 존재하면서 수직적으로 강한 수온 구배를 보여주고 있다. 반면 section E는 수심이 급격히 얕아지면서 수온이 남북 방향으로 강한 구배를 가지지만 수심에 따라 변하지 않는 패턴을 보여준다. 수온과 달리 염분은 표층에서는 강한 구배를 보이지만 200 m 보다 깊은 곳에서는 약 35의 값으로 일정하게 유지된다.

모델에 의해 재현된 수온 및 염분의 경우, 전반적인 패턴은 관측과 유사하게 나타났다. 하지만 수온의 경우 관측에 비해 표층은 낮고 저층은 높게 계산되면서 구배가 관측만큼 뚜렷하게 나타나지 않았다. 염분은 전 층에서 관측보다 낮게 나타난 것을 확인할 수 있었다. 관측과 달리 저층에 저온, 고염의 해수가 존재하지 않는 이유는 본 모델의 해상도가 낮아 지형을 현실에 가깝게 설정해주지 못한 것에 기인한다고 추정된다. section A를 거쳐 B까지는 잘 유입되던 고온의 대서양수가 section C와 D에서는 다소 약하게 보이는 것 또한 같은 원인에 기인한다고 볼 수 있다. section C와 D는 수심이 급격하게 변하는 해역으로, 상기 해역에서의 모델 결과 개선을 위해서는 모델 해상도 향상이 필요하다고 판단된다.

Figure 14와 15는 태평양수의 이동경로를 따라 수온과 염분의 수직 단면도를 그린 그림이다. section A에서 모델 결과와 관측 기후값을 비교해보면 북극해 내로 유입되는 태평양수의 수온, 염분이 관측과 잘 일치하는 것을 확인할 수

있다. 하지만 대서양수와 마찬가지로 태평양수 역시 section B, E까지는 관측과 일치하는 수온, 염분 패턴을 보여주지만 수심이 급격하게 변하는 지역인 section C와 D에서는 관측과의 차이가 다소 커지는 것을 알 수 있다. section F의 경우 앞서 말한 바와 같이 본 연구에서 아직 강 유입을 고려하지 않았기 때문에 관측과 크게 다른 염분 분포를 보인 것으로 생각된다.



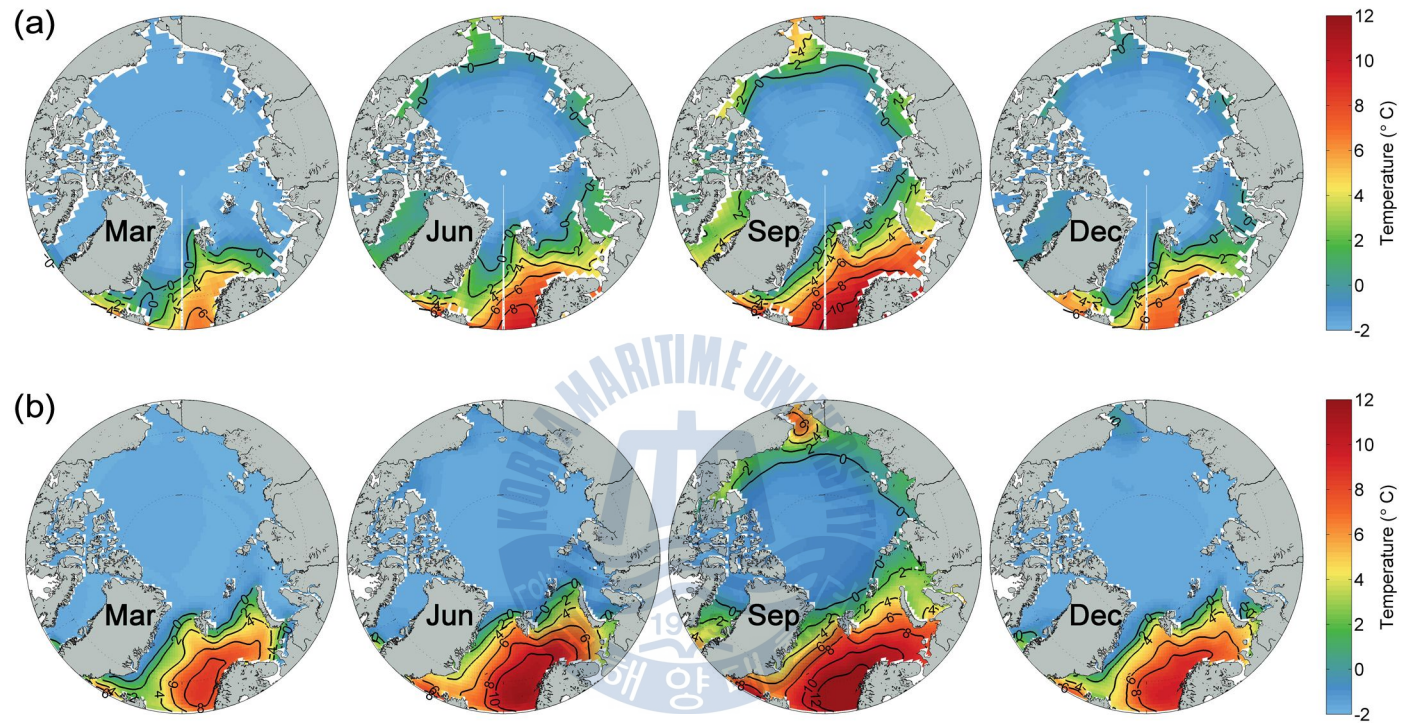


Fig. 9 (a) PHC에서 제공하는 월별 해표면 수온 기후값, (b) 모델이 재현한 33년(1979–2011) 평균 해표면 수온 분포

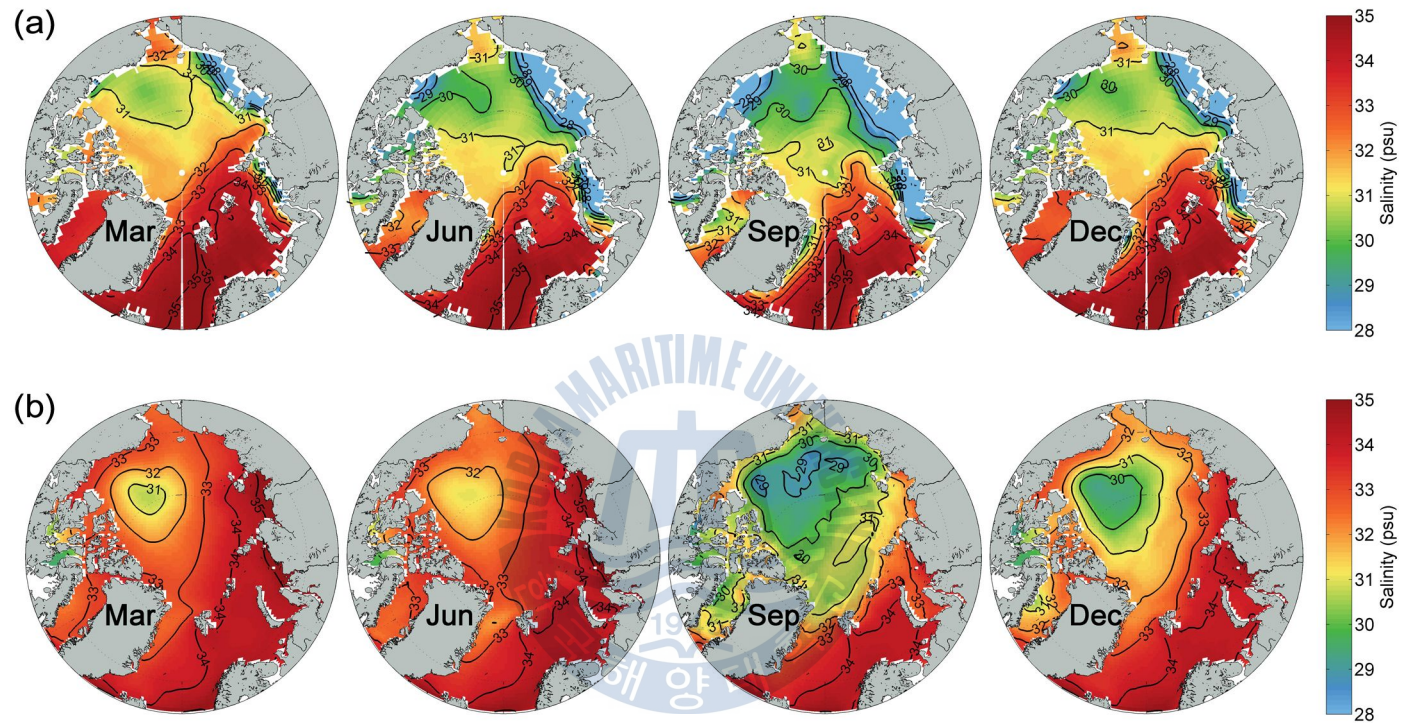


Fig. 10 (a) PHC에서 제공하는 월별 해표면 염분 기후값, (b) 모델이 재현한 33년(1979-2011) 평균 해표면 염분 분포

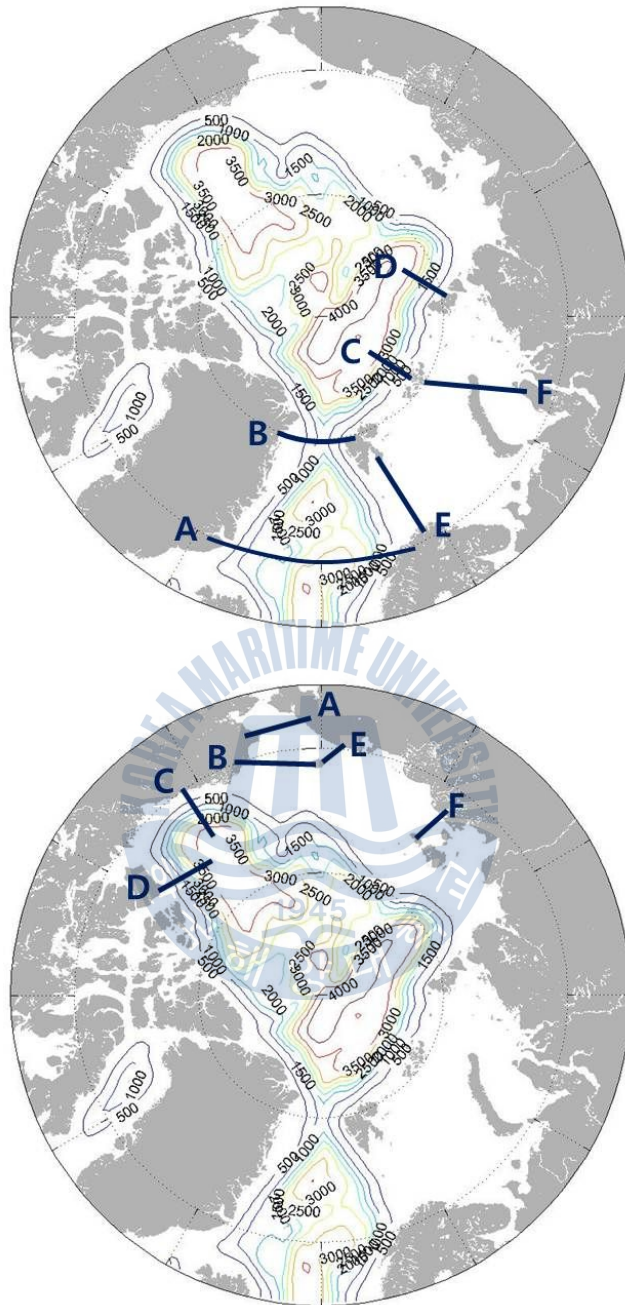


Fig. 11 대서양수(위)와 태평양수(아래)가 북극해 내에 유입되어 이동하는 경로를 따라 정의한 단면 위치

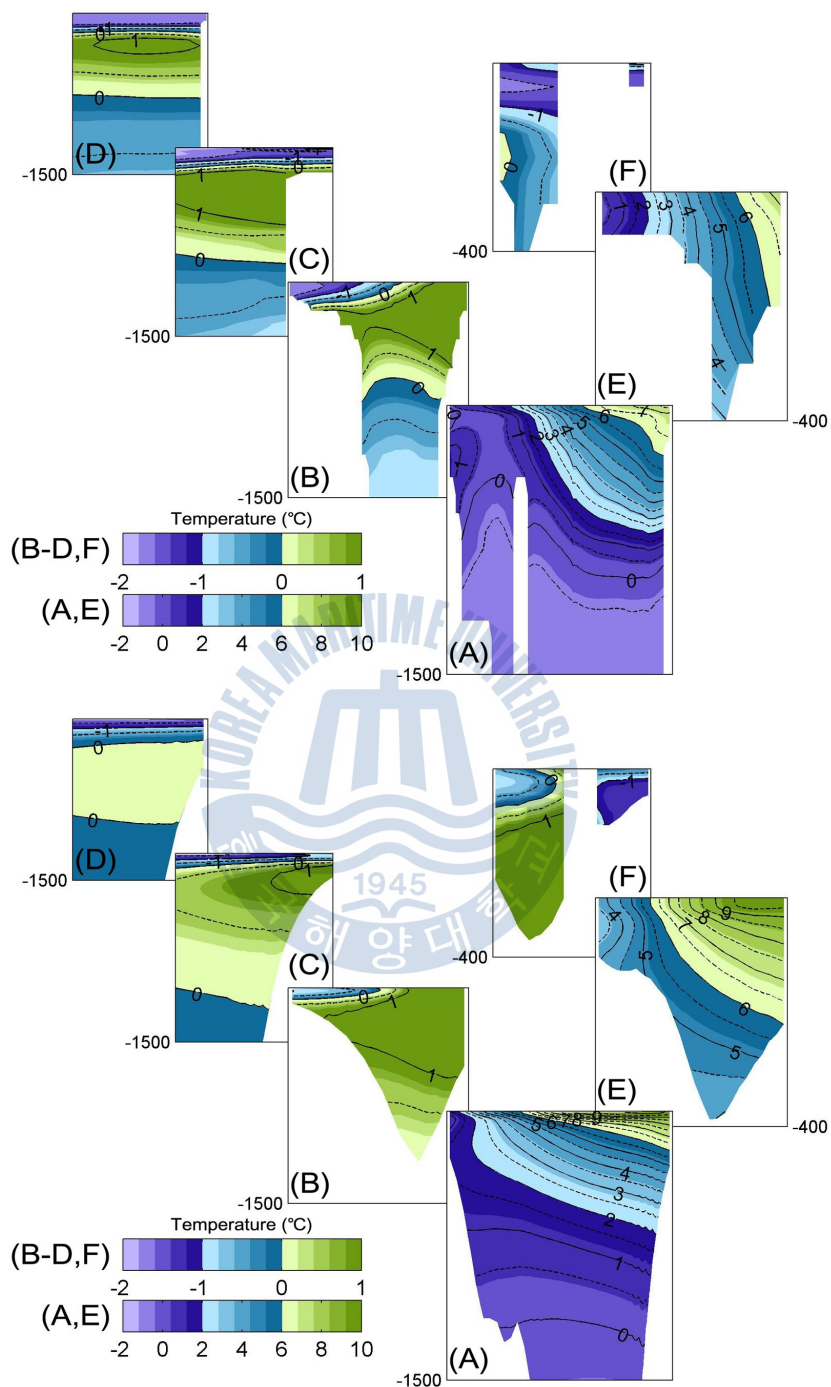


Fig. 12 대서양수 이동 경로(Fig. 11 참조)에 따른 수온 수직 단면도; (위) PHC 기후값, (아래) 33년(1979-2011) 평균된 모델 결과

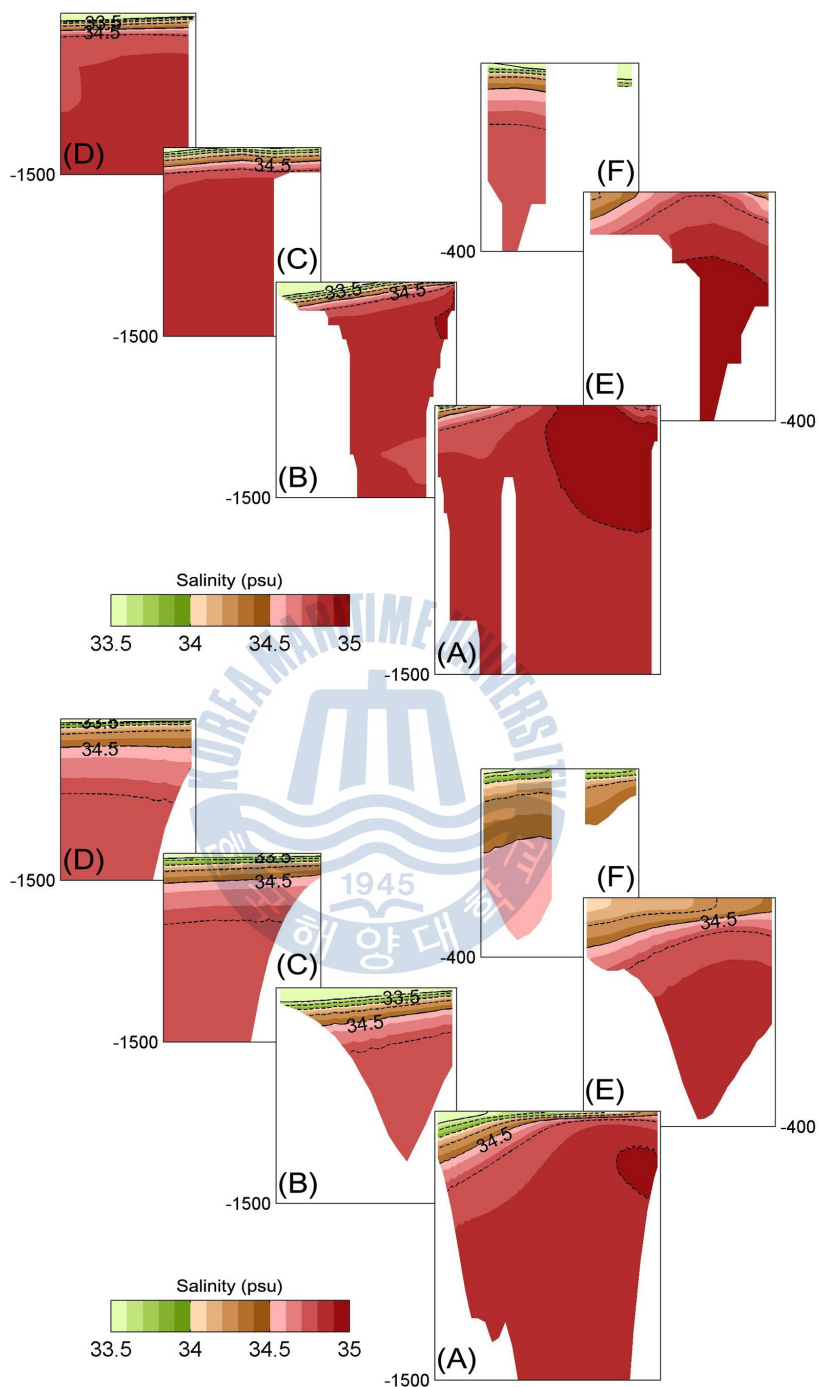


Fig. 13 대서양수 이동 경로(Fig. 11 참조)에 따른 염분 수직 단면도; (위) PHC 기후값, (아래) 33년(1979-2011) 평균된 모델 결과

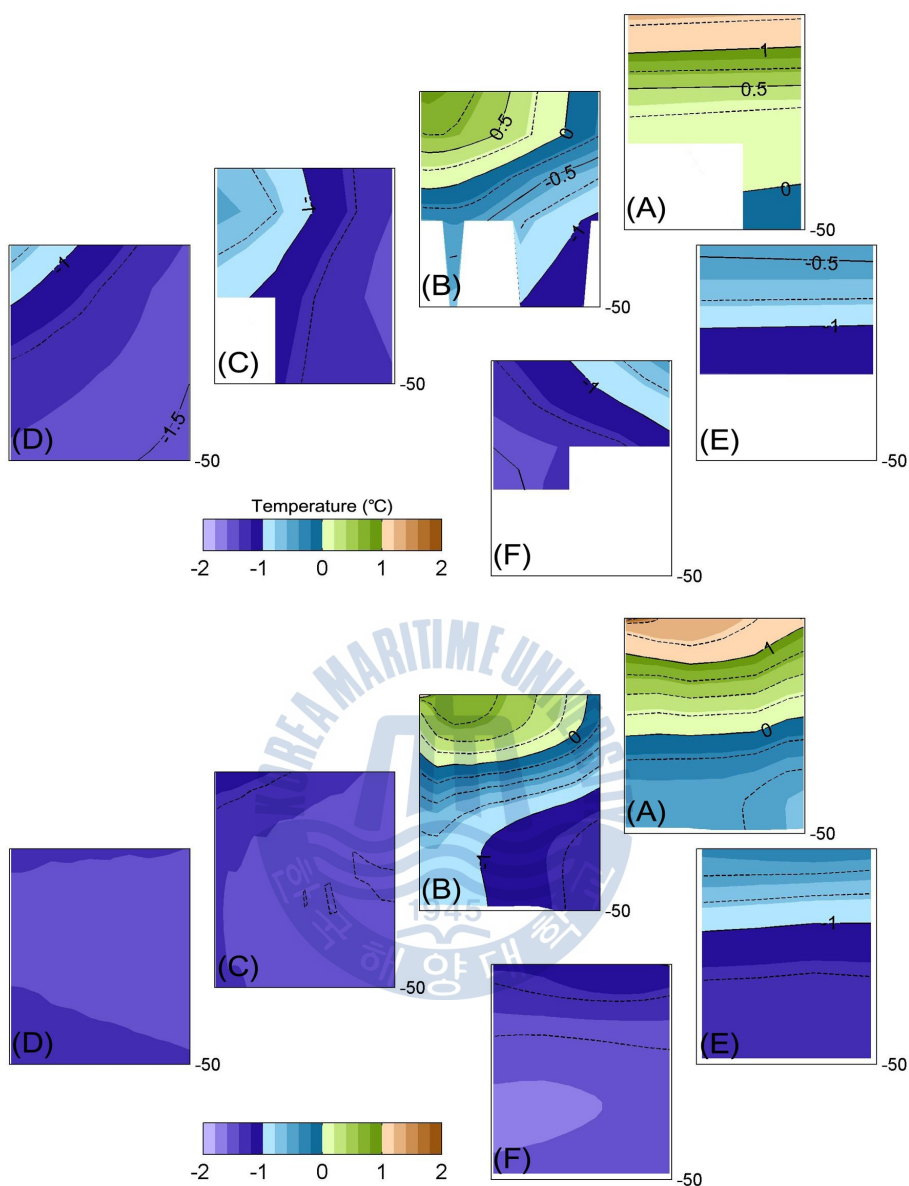


Fig. 14 태평양수 이동 경로(Fig. 11 참조)에 따른 수온 수직 단면도; (위) PHC 기후값, (아래) 33년(1979-2011) 평균된 모델 결과

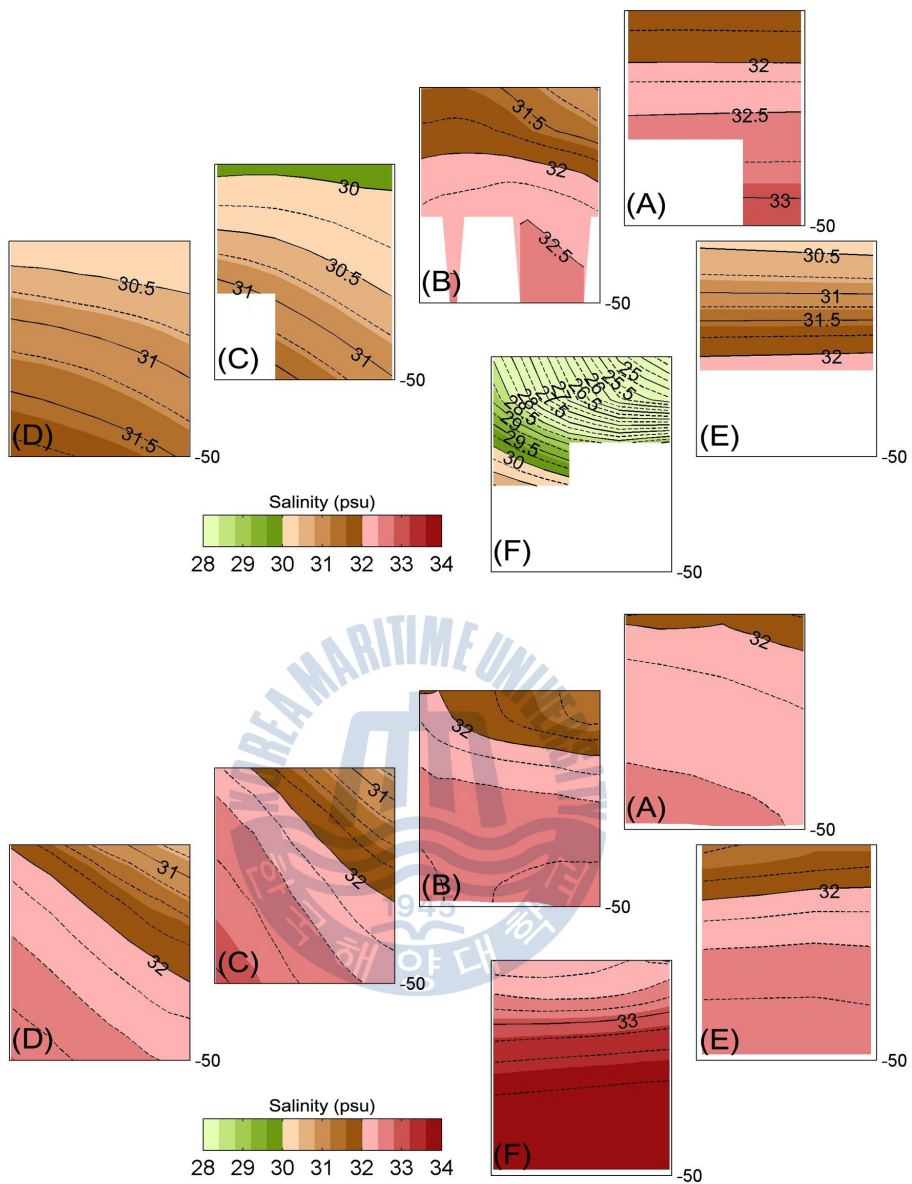


Fig. 15 태평양수 이동 경로(Fig. 11 참조)에 따른 염분 수직 단면도; (위) PHC 기후값, (아래) 33년(1979-2011) 평균된 모델 결과

3.2 북극해 해빙 변동 특성 및 영향을 미치는 주요 요인

북극해 해빙 분포 경년변동에 영향을 미치는 다양한 요인에 대해 통계적으로 분석을 하기 위하여 기존에 주로 사용되던 Empirical Orthogonal Function (EOF) 분석을 한 단계 발전시킨 Cyclo-stationary EOF (CSEOF) 분석을 이용하였다. EOF 분석은 각 모드별로 하나의 공간 패턴과 시계열을 추출해 변동성을 파악하는 반면, CSEOF 분석은 각 모드별 공간 패턴을 하나가 아닌 여러 개로 추출하기 때문에 계절에 따른 공간 변동을 좀 더 효과적으로 파악할 수 있게 해 준다. 북극해 내에서 일어나는 변동성을 파악하기 위하여 상대적으로 해빙의 변동이 크게 나타나는 노르웨이 해, 그린란드 해, 바렌츠 해, 카라 해 등의 해역을 제외한 나머지 해역에 대해서만 분석을 수행하였다.

3.2.1 해빙 분포 경년변동 특성

해빙 분포 경년 변동 특성을 파악하기 위해서 1979년부터 2011년까지 월별 해빙 농도에 대해 CSEOF 분석을 수행하였다. Figure 16과 17은 각 모드별 공간 패턴과 Principal Components (PC) 시계열을 나타낸다. 각 모드별 기여율은 73%, 8%이다. 첫 번째 모드(Fig. 16)의 공간 패턴은 해빙 분포의 계절변동을 잘 보여준다. 7월에 척치 해, 보퍼트 해, 동 시베리아 해 등에서 해빙이 녹기 시작하고, 8월이 되면 전 영역에서 해빙이 감소한다. 해빙의 감소는 특히 빙해역의 가장자리에서 크게 나타난다. 해빙은 9월에 최소가 되었다가 이후 다시 얼기 시작하며, 대부분의 해역에서 11월에 해빙이 급격하게 증가하는 것을 알 수 있다. 하지만 척치해와 알래스카 연안에서는 상대적으로 해빙이 천천히 증가한다. PC 시계열을 보면 해빙은 강한 계절변동과 함께 강한 경년변동을 하고 있음을 알 수 있다. 특히 80년대에는 약 4년 주기로 변동하다가 90년대에 들어서면서 주기가 약 2년으로 짧아지며, 2001년 이후부터는 꾸준히 상승하는 패턴을 보여준다. 이는 2001년 이후 북극해 해빙의 계절변동 폭이 증가했음을 의미한다.

두 번째 모드(Fig. 17)는 알래스카, 캐나다 연안과 시베리아 연안의 위상이 반대되는 변동을 보여준다. 즉, PC 값이 양수이면 상대적으로 알래스카와 캐나다 연안의 해빙이 크게 감소하고, PC 값이 음수이면 시베리아 연안의 해빙이 크게 감소함을 의미한다. 해빙이 급격하게 감소하는 8월과 9월의 공간 패턴을 살펴보면 캐나다 연안의 해빙이 감소할 때($PC > 0$) 보다 상대적으로 시베리아 연안의 해빙이 감소할 때($PC < 0$), 감소하는 해빙의 범위가 훨씬 더 넓은 것을 알 수 있다. 또한 PC 시계열을 보면 1990년, 1995년, 2003년 및 2007년에 PC 값이 강한 음수가 되는데, 이는 여름철 해빙 면적 anomaly가 음이 되는 해와 일치한다. 따라서 시베리아 해의 해빙 감소가 다른 해역에 비해 북극해 총 해빙 면적의 감소에 더 큰 영향을 미친다고 생각할 수 있다. 하지만 2005년과 2008년은 PC값이 양수, 즉 캐나다 연안의 해빙이 더 크게 감소했음에도 불구하고 북극해 총 해빙 면적 anomaly가 낮게 나타난 것으로 보아 북극해 해빙 감소에 대한 메커니즘이 매년 여름 같지 않다는 것을 알 수 있다.



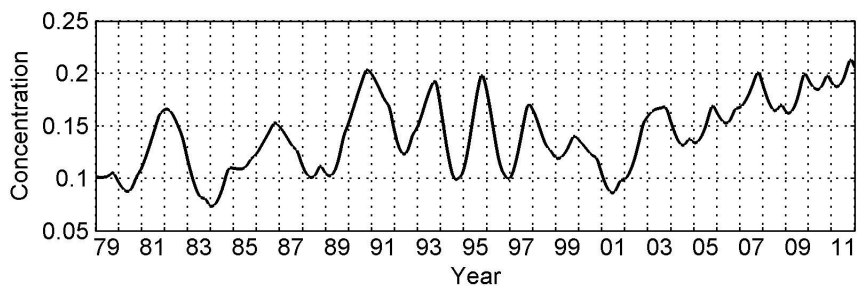
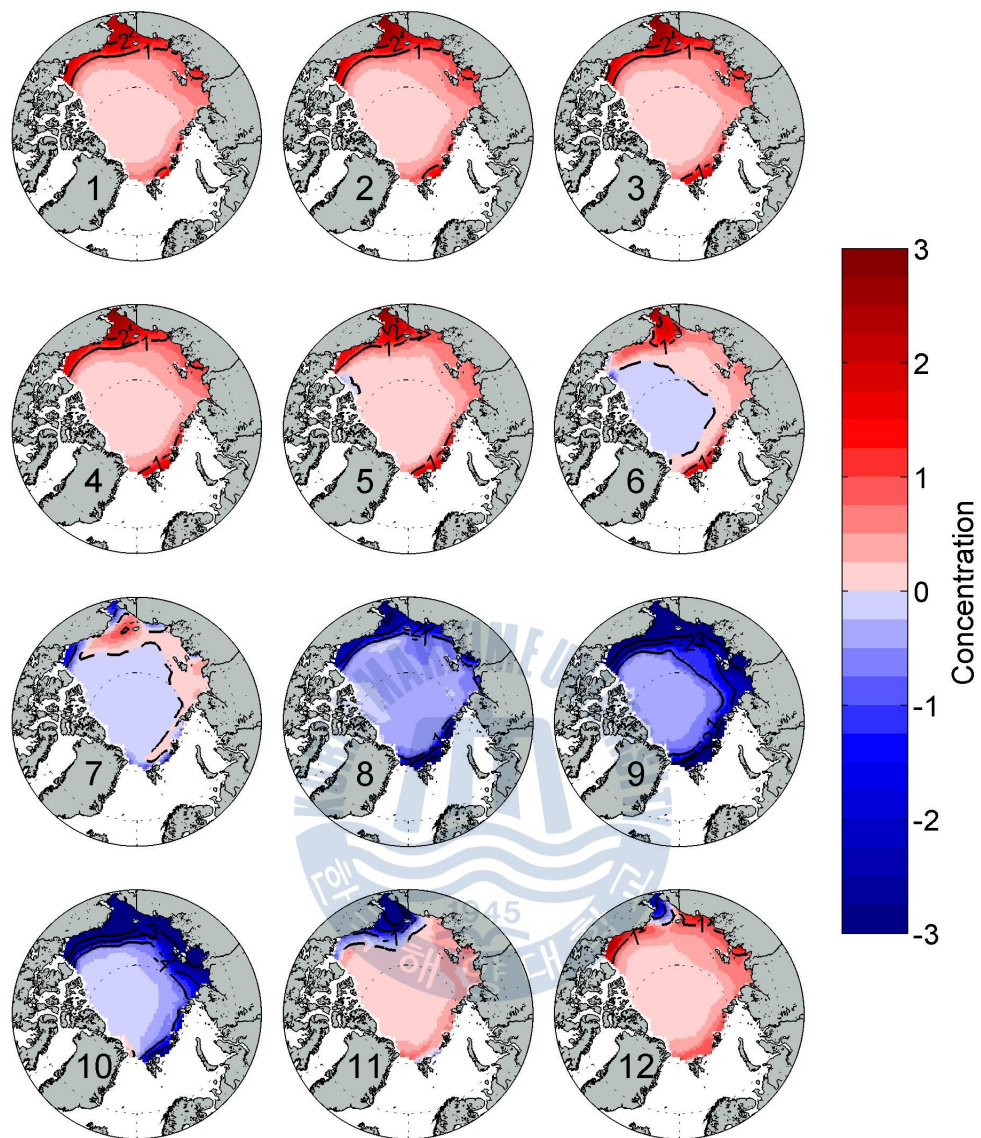


Fig. 16 해빙 농도의 첫 번째 모드 공간 패턴과 PC 시계열

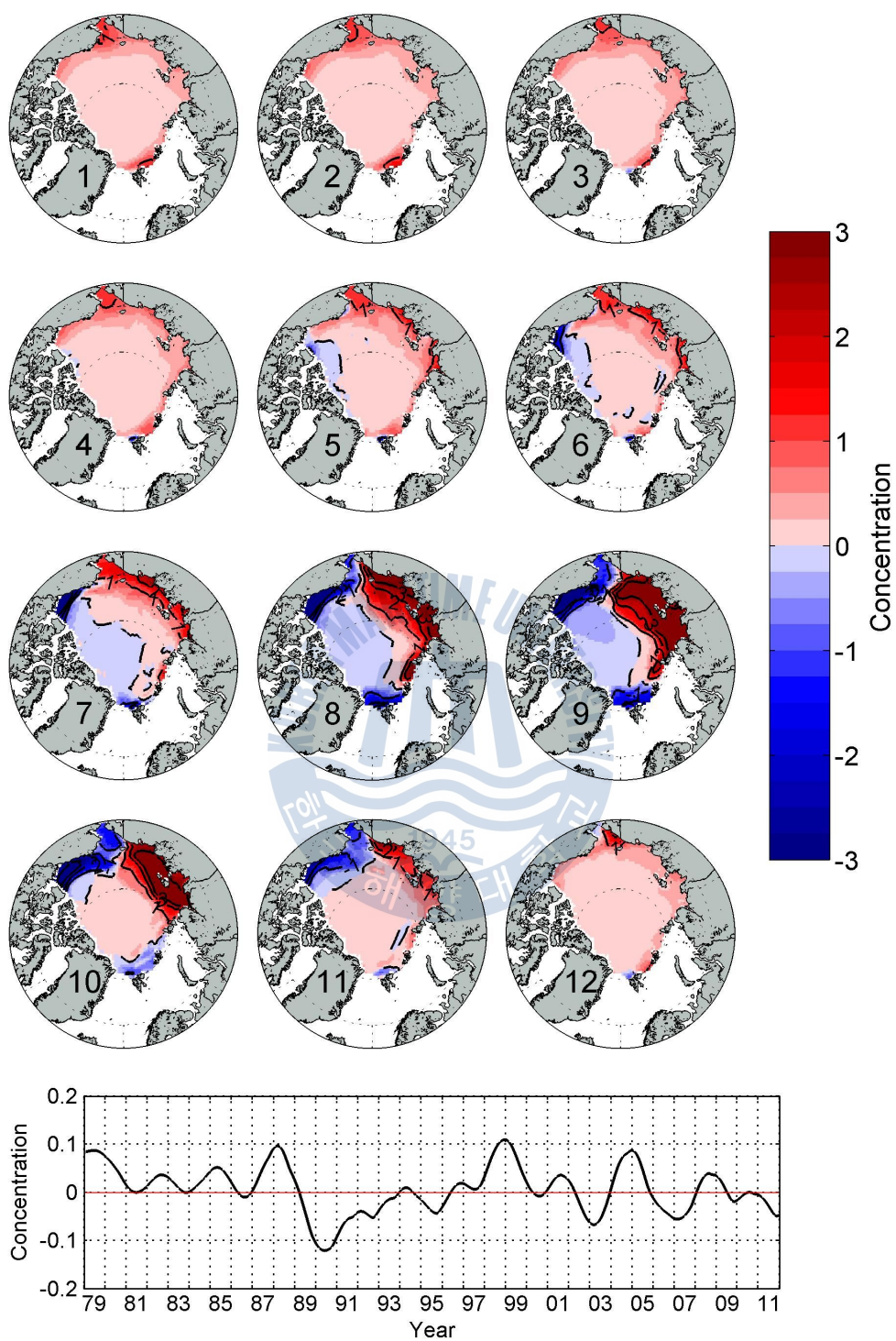


Fig. 17 해빙 농도의 두 번째 모드 공간 패턴과 PC 시계열

3.2.2 해양 상층의 열 함유량

해양의 열 함유량과 해빙 분포의 관계를 알아보기 위하여 해양 상층의 열 함유량을 수심 적분하여 CSEOF 분석을 수행하였다. 열 함유량은 다음의 식으로 계산하였으며, 해양 상층은 태양에너지의 99%가 흡수되는 60 m 깊이로 정의하였다. 기준온도 T_0 는 -2 로 설정하였다.

$$Q = c_p \int_0^{60} \rho(z) [T(z) - T_0] dz$$

Figure 18, 19는 각 모드별 공간 패턴과 PC 시계열을 의미하며, 비교를 위해 동일한 모드의 해빙 농도의 PC 시계열을 함께 표시하였다. 각 모드별 기여율은 72%, 7%이다. 열 함유량의 첫 번째 모드 변동(Fig. 18)은 해빙 농도의 첫 번째 모드 변동과 매우 유사하며, 기여율도 일치한다. PC 시계열의 경우 상관계수가 0.9로 매우 높게 나타났으며, 2001년 이후 꾸준히 상승하는 패턴 또한 잘 나타난다. 공간 패턴을 살펴보면 7월에 해빙이 녹기 시작하는 보퍼트 해, 동 시베리아 해에서 개빙구역이 형성되면서 대기로부터 열이 유입되어 북극해내로 전달되는 것처럼 보인다. 8월부터는 전 영역에서 해빙이 감소하면서 열 함유량이 급격하게 증가한다. 동일한 모드의 해표면 수온(Sea Surface Temperature, SST) 변동(not shown)과 비교해 본 결과, 해빙이 얼기 시작하는 10월부터 SST는 급격하게 감소하는 반면 해양 상층의 열은 비교적 오랫동안 남아있는 것으로 확인되었다

두 번째 모드(Fig. 19) 또한 첫 번째 모드와 마찬가지로 해빙 농도의 두 번째 모드 변동과 매우 유사하다. PC 시계열의 경우 상관계수가 0.85로 높게 나타났으며 90년대 중반을 제외하면 증가-감소 패턴이 잘 일치한다. 공간 패턴 역시 캐나다 연안과 시베리아 연안의 위상이 반대가 되는 패턴이 잘 나타난다. 하지만 본 연구 결과만으로는 열 함유량의 증가로 인해 해빙 농도가 감소한 것인지, 반대로 해빙 농도가 다른 원인에 의해 감소하면서 개빙구역이 형성되어 열

함유량이 증가한 것인지에 대해서는 알 수 없었다. 추후 연구를 통해 열이 대기로부터 유입된 것인지 아니면 개방경계를 통해 해양으로부터 유입된 것인지를 확인할 수 있다면 좀 더 명확한 관계를 확인할 수 있을 것으로 생각된다.



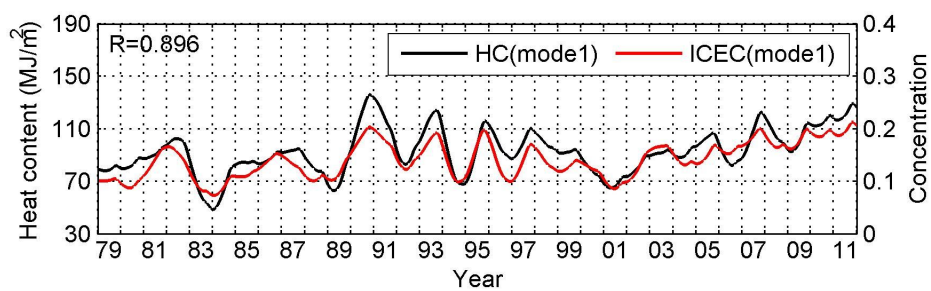
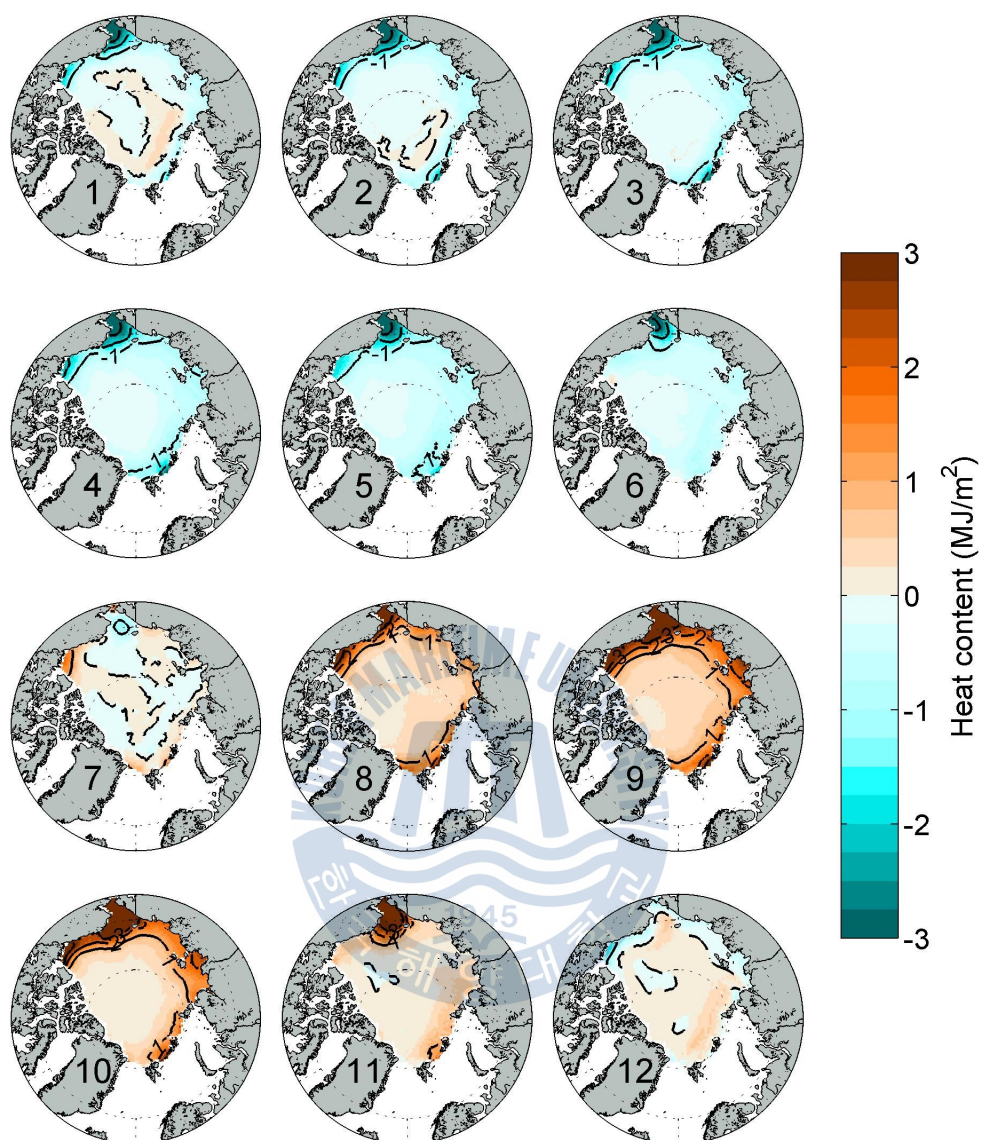


Fig. 18 해양 상층 열 함유량의 첫 번째 모드 공간 패턴과 PC 시계열(black). 비교를 위해 동일 모드의 해빙 농도 PC 시계열(red)을 함께 나타내었다.

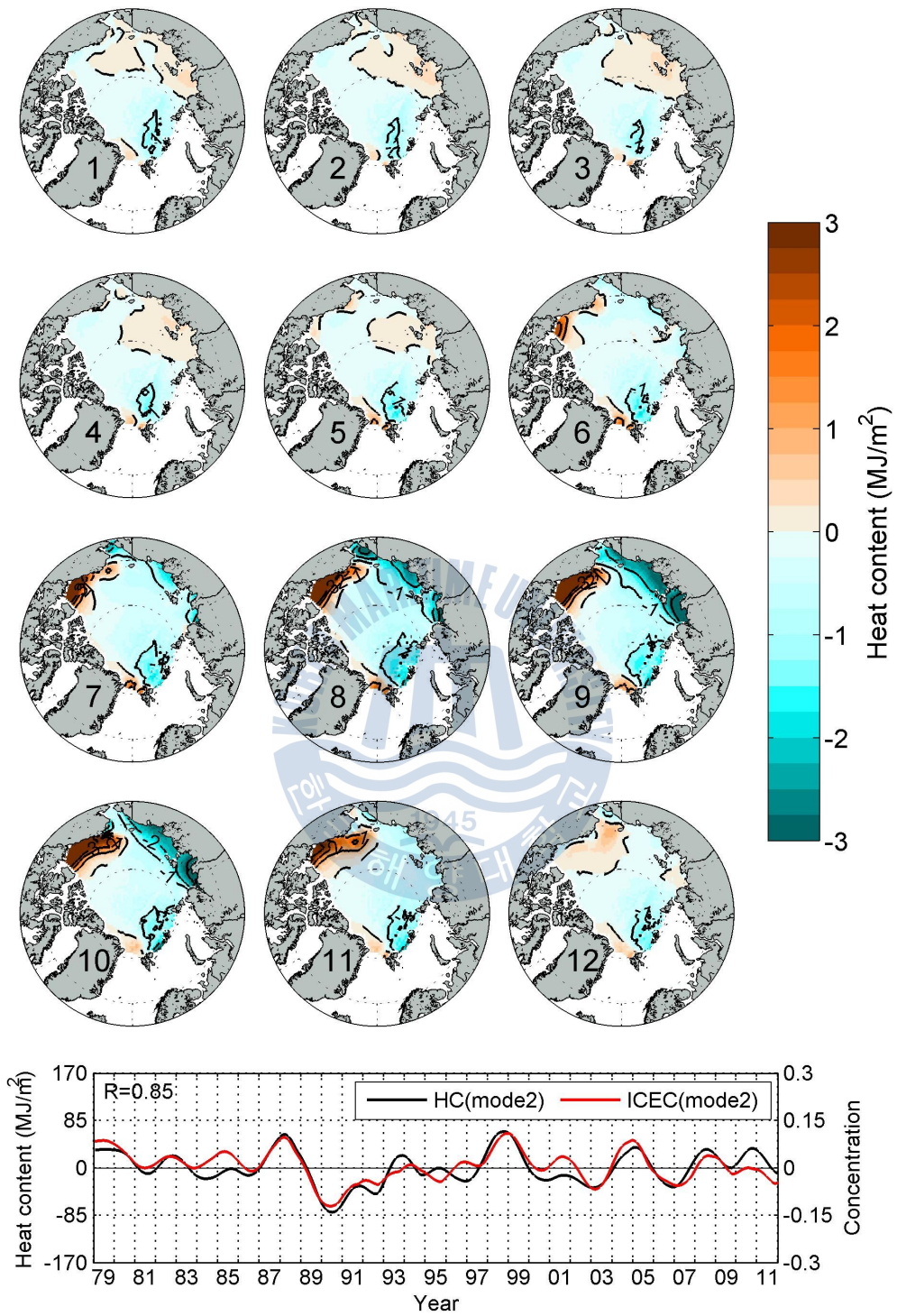


Fig. 19 해양 상층 열 함유량의 두 번째 모드 공간 패턴과 PC 시계열(black). 비교를 위해 동일 모드의 해빙 농도 PC 시계열(red)을 함께 나타내었다.

3.2.3 해빙 성장률

대기의 열은 해빙의 표면을 직접적으로 녹이거나, 또는 개빙구역을 통해 해양으로 유입되어 해빙의 바닥면을 녹일 수 있다. 해빙의 바닥면은 북극해 내로 유입되는 고온의 대서양수와 태평양수에도 영향을 받는다. 따라서 해빙의 표면은 대기의 영향만 받는다면, 해빙의 바닥면은 대기와 해양의 영향을 복합적으로 받는다고 할 수 있다. 이러한 요인들이 해빙 분포에 어떠한 영향을 미치는지를 알아보기 위하여 해빙의 표면과 바닥에서 해빙의 성장률을 분석하였다. 각 층에서의 해빙 성장률을 각각 W_{ai} , W_{io} 로 정의하였으며, 값이 양수이면 해빙이 생성되는 것을, 값이 음수이면 해빙이 소멸되는 것을 의미한다.

Figure 20은 해빙 표면에서의 해빙 성장률, W_{ai} 의 첫 번째 모드 변동을 보여준다. 공간 패턴은 계절변동을 매우 잘 보여주며, 기여율은 90%로 다소 높게 확인되었다. 대기에 의한 직접적인 감소는 6월에 시작되어 7월에 최대가 되고, 8월까지 지속된다. 또한 여름철 해빙 면적이 평년보다 크게 감소했던 1990년, 93년, 95년 및 2005년, 2007년의 경우 모두 PC 값이 이전 해에 비해 크게 상승하였다. 하지만 여름철 해빙 면적이 크게 감소한 해일수록 PC 값이 크게 나타나지는 않았다. 따라서 대기에 의한 해빙 감소가 해빙 면적의 감소에 어느 정도 영향은 미치지만 그 외에 다른 요인들이 복합적으로 함께 작용한다는 것을 알 수 있다. 2006년 이후부터는 PC 값이 꾸준히 상승하는 패턴 또한 나타났다.

Figure 21은 해빙 바닥면에서의 해빙 성장률, W_{io} 의 첫 번째 모드 변동을 보여준다. 기여율은 70%로 대기로부터 직접적으로 영향을 받는 해빙의 표면에 비해 계절성이 낮은 것으로 나타났다. W_{ai} 와 비교해보면, 해빙 표면에서는 6월부터 8월까지 3개월 동안 전 영역에서 비교적 일정하게 해빙이 감소하는 반면 해빙 바닥면에서는 7월에 빙해역의 가장자리에서 해빙의 감소가 시작되어 9월이 되면 전 영역에서 해빙이 감소하고, 10월까지 해빙의 감소가 계속되는 것을

알 수 있다. 북극해 해빙 면적 anomaly와 비교해 보면, W_{ai} 와 마찬가지로 여름철 해빙 면적이 평년보다 크게 감소했던 몇몇 해에는 PC 값이 비교적 크게 나타나며 W_{ai} 에 비해 위상의 변화가 해빙 면적 anomaly 변화와 더 잘 일치한다. 따라서 대기가 직접적으로 해빙을 녹이는 양 보다는 개빙 구역을 통해 유입된 열량이나 혹은 해류에 의해 유입된 열량에 의해 해빙의 바닥면에서 일어나는 해빙 감소가 북극해 총 해빙 면적에 더 큰 영향을 미친다고 생각할 수 있다.

W_{ai} 의 두 번째 모드 변동의 경우 기여율이 1%로 매우 낮게 나타났으며, 해빙 농도 변동과 연관성을 찾을 수 없었다. 하지만 W_{io} 의 두 번째 모드의 경우 (Fig. 22), 기여율이 6%로 유의하게 나타났으며 동일 모드의 해빙 농도 변동과 다소 관계가 있음을 알 수 있다. 하지만 공간 패턴이 매우 유사함에도 불구하고 PC 시계열은 다소 차이를 보이며, 여름철 해빙이 크게 녹은 해 중 1990년과 2005년에만 피크의 위치가 일치한다. 따라서 해빙 농도가 캐나다와 시베리아 연안에서 반대로 변동하는 것은 열역학적 요인에 의해 발생할 수도 있지만 또 다른 메커니즘이 작용할 수도 있음을 추측할 수 있다.

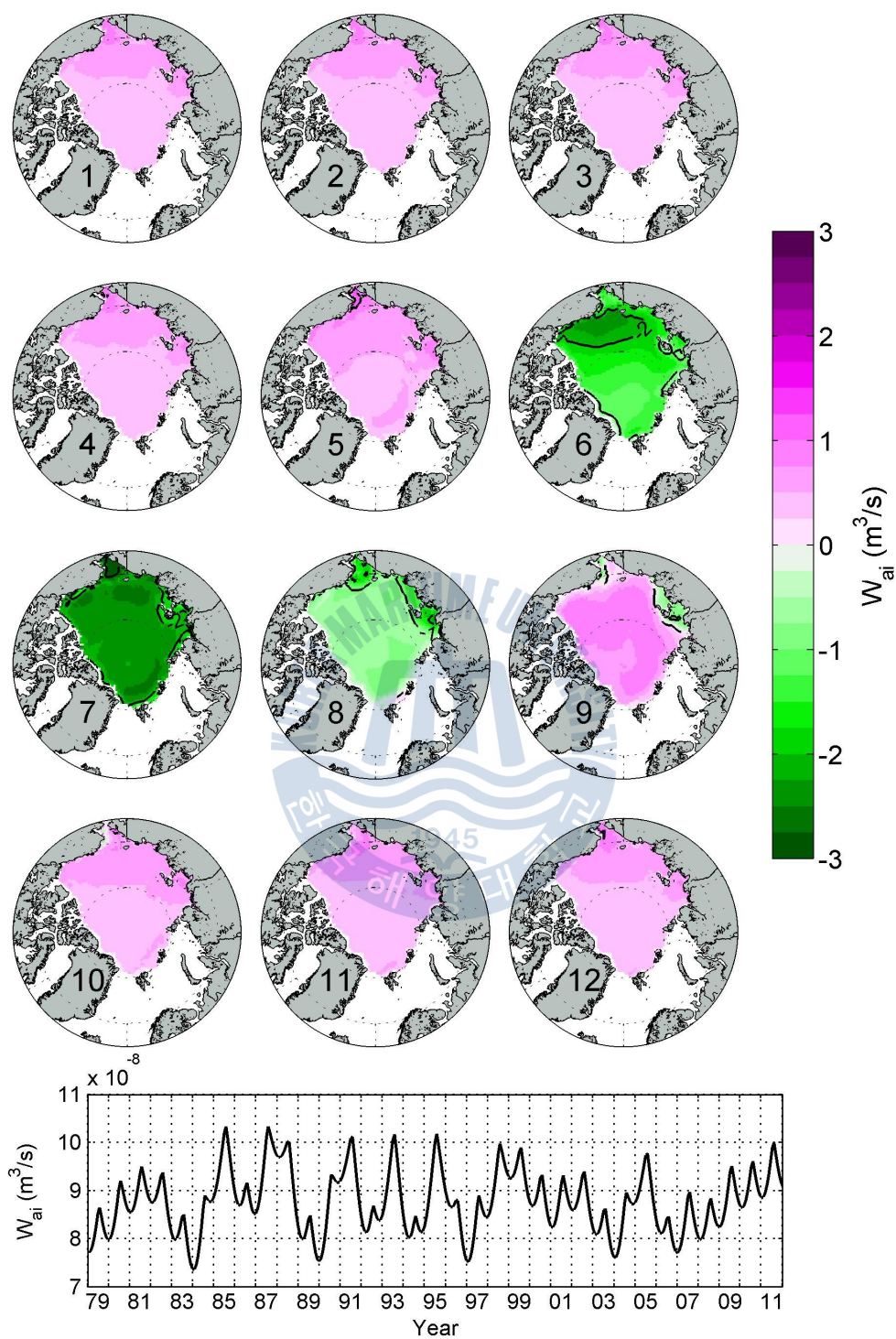


Fig. 20 해빙 표면에서의 해빙 성장률, W_{ai} 의 첫 번째 모드 공간 패턴과 PC 시계열

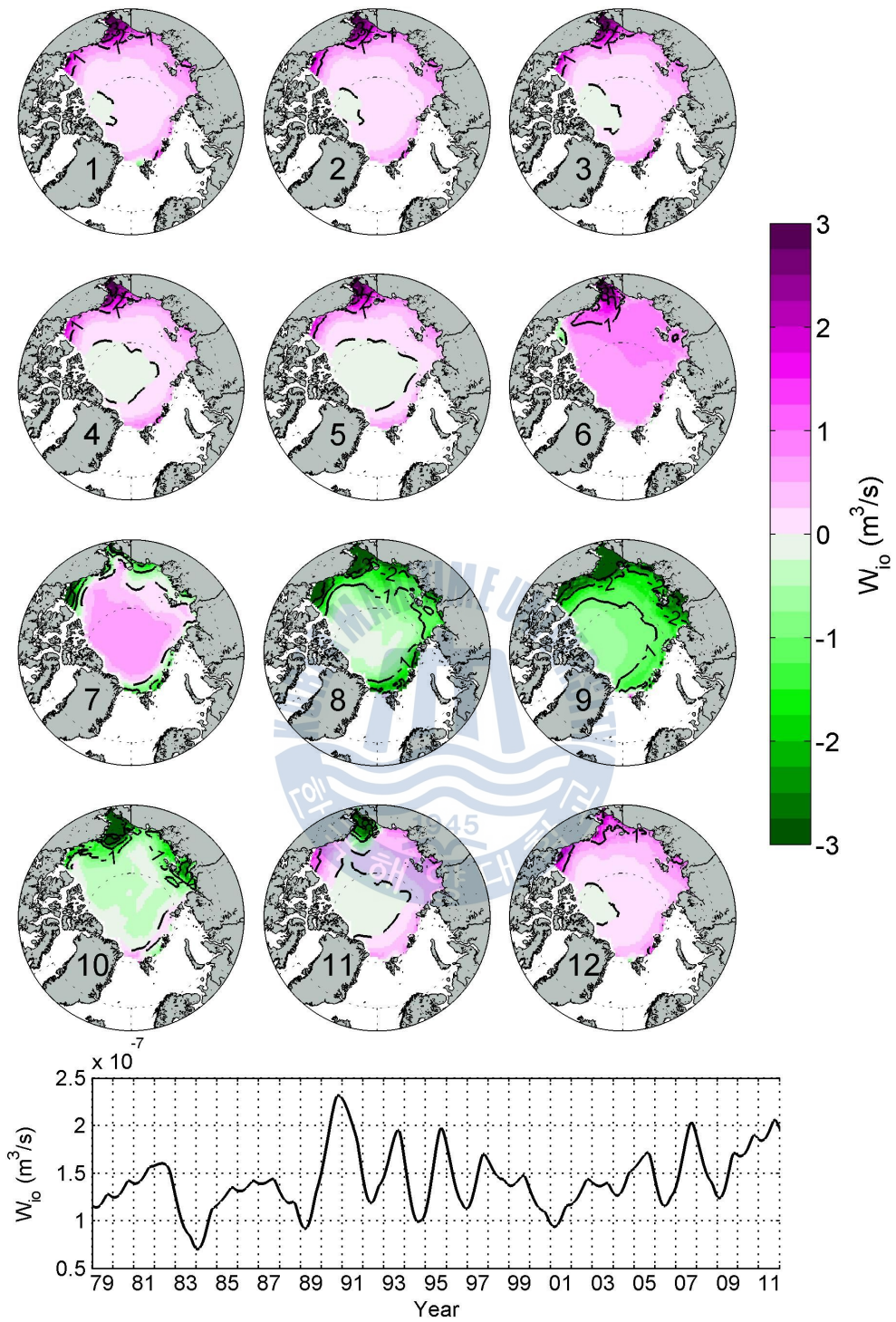


Fig. 21 해빙 바닥면에서의 해빙 성장률, W_{io} 의 첫 번째 모드 공간 패턴과 PC 시계열

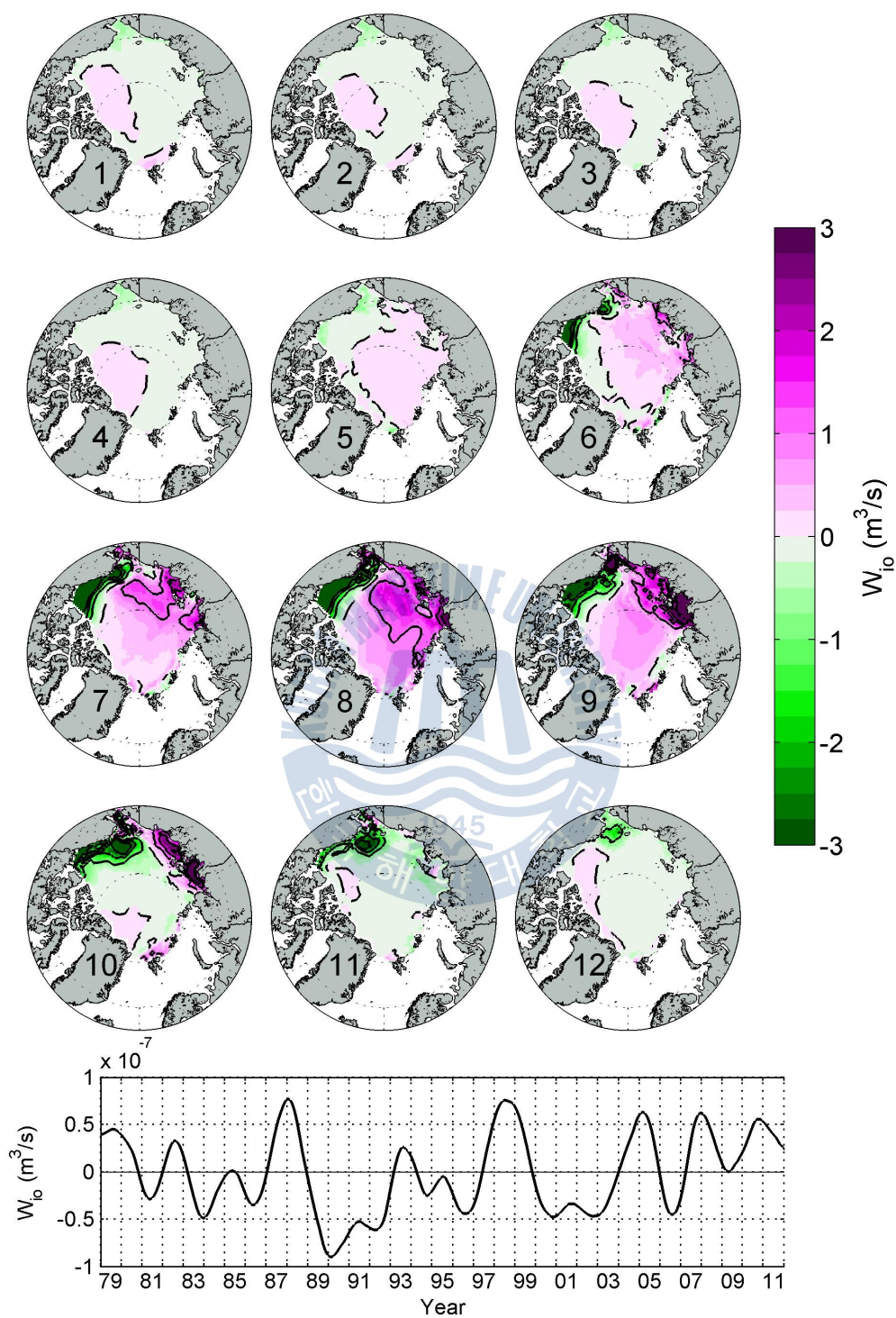


Fig. 22 해빙 바닥면에서의 해빙 성장률, W_{io} 의 두 번째 모드 공간 패턴과 PC 시계열

3.2.4 해표면 기압

북극해 해빙 분포는 대기와 해양간의 열 교환에 의해서도 변동하지만, 해표면 기압장의 변동에 따라서도 달라질 수 있다. 북극해 해표면 기압장의 변동 모드 중 가장 잘 알려진 변동은 북극진동(Arctic Oscillation, AO)이다. AO는 북반구 고위도와 중위도 지역 사이의 기압 차이가 수십일 또는 수십년을 주기로 강약을 되풀이하는 현상을 말하며, 일반적으로 북위 20도 이북의 지역에서 해표면 기압을 EOF 분석했을 때 첫 번째 변동 모드로 나타난다. AO 지수가 양성이 되면 고위도 한랭화가 강해지면서 중위도 지역과의 기압차이가 증가하고, 이로 인해 차가운 공기가 북극 내에 갇혀 있으며 시계방향의 보퍼트 환류가 약해지게 된다. 보퍼트 환류가 약해지면 상대적으로 TDS는 강해지고, 북극해 해빙은 TDS에 의해 프람 해협을 통해 북극해 밖으로 이동하게 된다. 반대로 AO 지수가 음성이 되면 고위도 한랭화가 약해지면서 북극 내에 존재하던 차가운 공기가 중위도로 이동하게 되고, 상대적으로 시계방향의 보퍼트 환류는 강해지게 된다. 이처럼 AO는 해빙이 프람 해협을 통해 북극해 밖으로 유출되는 양을 결정함으로써 북극해 총 해빙 면적에 영향을 미칠 수 있다.

또 다른 북극해 해표면 기압장의 변동 모드 중 하나는 북극 쌍극 이상(Dipole Anomaly, DA)이다. DA는 캐나다와 시베리아의 기압이 반대 위상을 가지고 변동하는 현상을 말하며, 일반적으로 북위 70도 이북 지역에서 해표면 기압을 EOF 분석했을 때 두 번째 변동 모드로 나타난다(Overland and Wang, 2010). DA 지수가 양성이 되면 캐나다 해역에는 상대적으로 고기압이 발달하고 시베리아 해역에는 저기압이 발달하면서 TDS가 강해져서 해빙이 프람 해협을 통해 상대적으로 많이 빠져나가게 된다.

본 모델 결과에서 이러한 해표면 기압의 영향이 잘 나타나는지를 확인하기 위하여 모델에 입력된 해표면 기압을 이용해 CSEOF 분석을 수행하였다. Figure 23, 24는 각각 해표면 기압의 모드별 변동을 보여준다. 각 모드별 기여

율은 16%, 13%이다. 해표면 기압의 첫 번째 모드(Fig. 23)의 경우, 겨울에 강해지는 AO 패턴을 잘 보여주고 있다. 여름철 해빙 면적이 평년보다 크게 감소했던 1990년, 93년, 95년 및 2005년, 2007년을 살펴보면 PC값이 뚜렷하게 양의 값을 가지지는 않지만 95년과 2007년, 2008년은 잘 일치한다. 두 번째 모드(Fig. 24)의 경우, 1월에는 강하게 DA 패턴이 나타나는 반면 12월에는 오히려 AO 패턴이 강하게 나타난다. 하지만 DA가 강하게 나타난다고 알려져 있는 1월부터 4월까지의 공간 패턴을 평균해 보면 DA 패턴이 잘 나타나므로(not shown) 두 번째 모드는 DA 패턴의 계절변동을 보여주는 것으로 생각할 수 있다.

각 모드의 해표면 기압장 변동이 해빙 농도의 두 번째 모드, 즉 캐나다와 시베리아 연안의 해빙 변동 위상이 반대가 되는 것과 어떤 연관이 있는지를 살펴보기 위하여 각 모드의 PC 시계열 자료를 이용해 상관계수 및 Wavelet Coherence를 계산해 보았다. 단순 상관계수를 구해본 결과 각 모드별 해표면 기압 변동과 해빙 농도의 두 번째 변동의 상관계수는 각각 -0.39, 0.21로 다소 낮게 나타났다. 하지만 2000년 이전 결과에 대해서만 상관계수를 구해보면 AO 모드(첫 번째 모드)와 해빙 농도의 두 번째 모드의 상관계수가 0.58까지 높아진다. Wavelet Coherence를 보면(Fig. 25) AO 모드의 경우, 분석 기간 동안 약 16-32개월 밴드에서 상관성이 계속 높게 나타나는 것을 알 수 있다. 또한 약 90°의 위상차를 가지고 AO가 해빙 농도의 변동을 리드하는 것으로 나타났다. 반면 DA 모드의 경우, 동일 밴드에서 2000년 이전까지는 유의한 값이 나타나지 않다가 2000년 이후 상관성이 갑자기 커지며, AO 모드와는 반대로 해빙 농도 변동이 약 90°의 위상차로 DA 모드를 이끄는 것으로 나타났다.

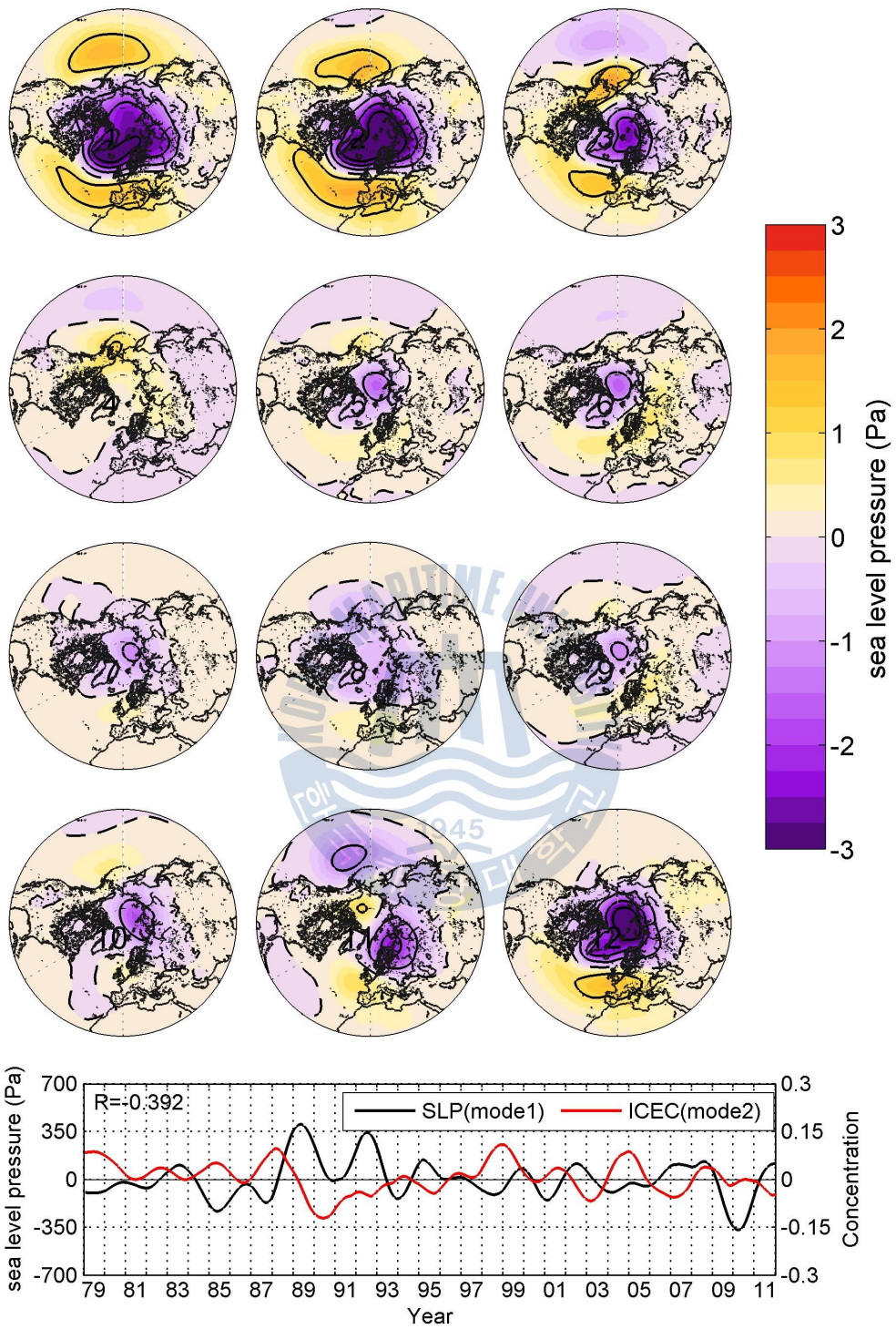


Fig. 23 해표면 기압의 첫 번째 모드 공간 패턴과 PC 시계열(black). 비교를 위해 두 번째 모드의 해빙 농도 PC 시계열(red)을 함께 나타내었다.

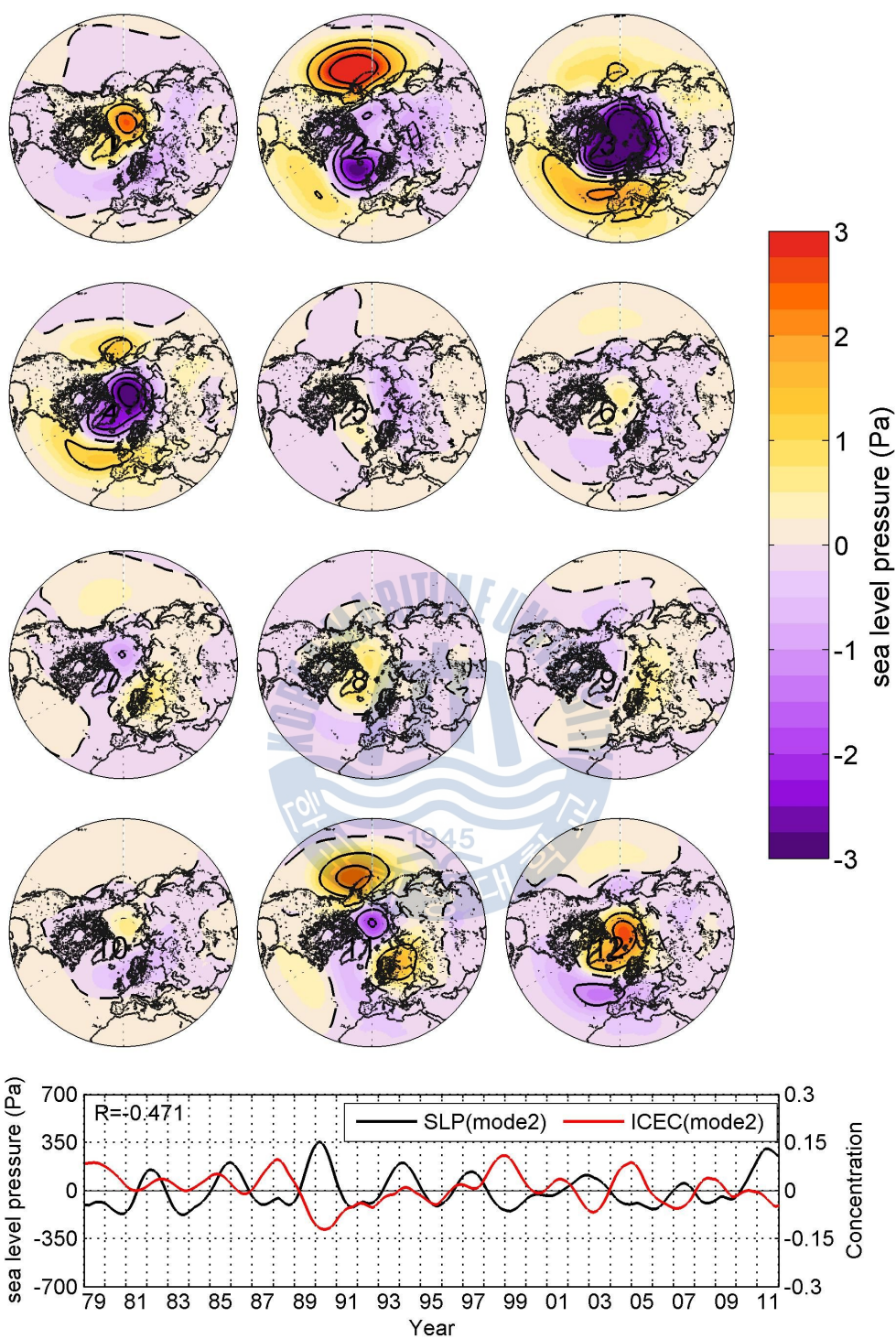


Fig. 24 해표면 기압의 두 번째 모드 공간 패턴과 PC 시계열(black). 비교를 위해 두 번째 모드의 해빙 농도 PC 시계열(red)을 함께 나타내었다.

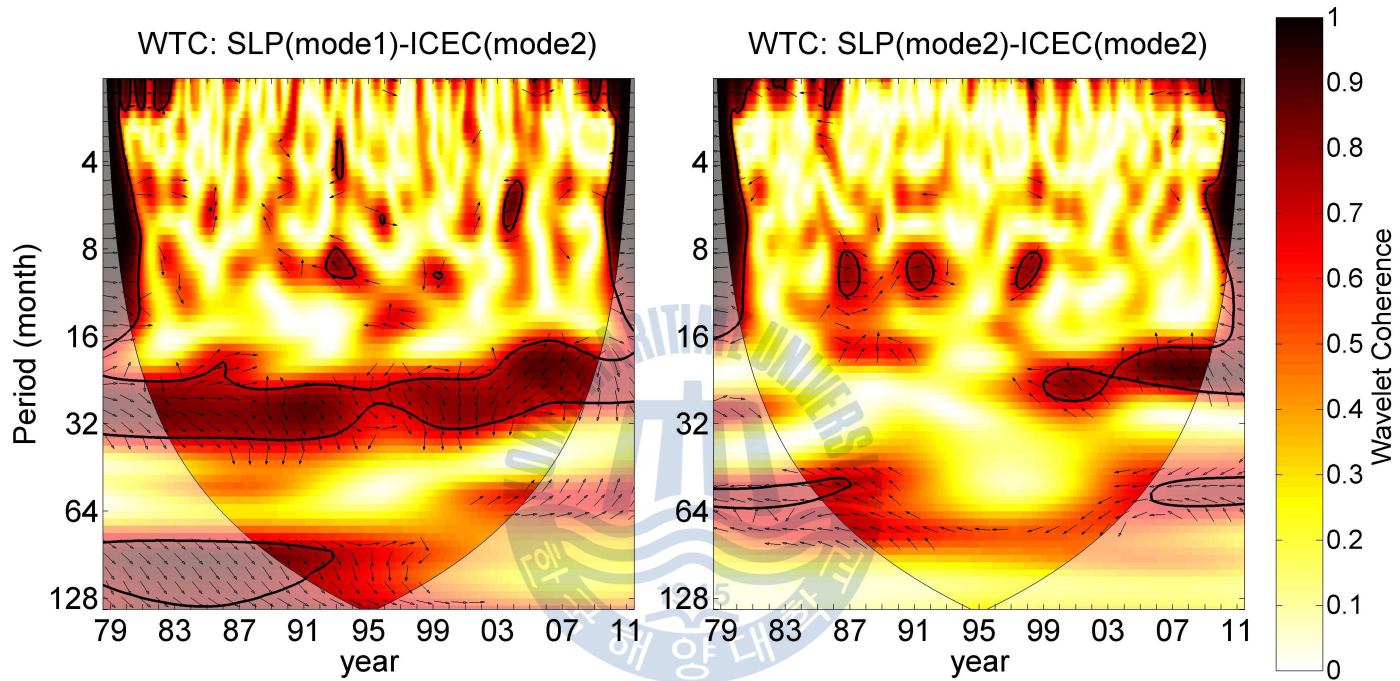


Fig. 25 해표면 기압의 각 모드 변동과 해빙 농도의 두 번째 모드 변동간의 Wavelet Coherence. 검정색 실선은 5% 유의구간을 의미한다.

제 4 장 결 론

본 연구에서는 해양-해빙 접합 모델을 이용하여 최근 33년간 북극해 해빙 분포를 재현하고, CSEOF 분석을 통해 북극해 해빙 분포의 경년변동 특성 및 영향을 미치는 주요 요인들에 대해 연구하였다.

북극해 해빙은 3월에 최대가 되고 9월에 최소가 되는 강한 계절변동(약 73%)과 함께 큰 경년변동을 보여준다. 특히 2001년 이후 해빙의 계절변동 폭이 계속적으로 증가하는 것을 확인할 수 있는데, 이는 상대적으로 겨울철 해빙보다 여름철 해빙이 크게 녹으면서 생긴 결과로 볼 수 있다. 즉 계절에 상관없이 연중 존재하던 다년빙(multiyear ice)이 점점 소멸되고 있음을 알 수 있다.

해빙 농도의 두 번째 모드 변동을 통해 상대적으로 캐나다의 해빙이 감소할 때 보다 시베리아 연안의 해빙이 감소할 때 북극해 총 해빙 면적이 크게 감소하는 것을 확인하였다. 두 지역의 해빙 변동 위상이 반대가 되는 원인은 크게 열역학적 요인과 동역학적 요인으로 나뉘어서 생각해볼 수 있다. 열역학적 요인은 베링해협을 통해 유입되는 태평양기원 해수의 변동과 대기로부터 유입되는 열속의 변화 등으로 인해 해빙이 얼거나 녹는 것을 의미하며, 동역학적 요인은 북극해 기압장의 변동에 의해 해빙이 북극해 밖으로 유출되는 것을 의미한다.

해양 상층의 열 함유량 분석을 통해 해빙의 변동과 열 함유량의 변동이 매우 관계가 있음을 알 수 있었지만, 두 요인 중 어떤 요인이 먼저 리드를 하는지에 대해서는 명확하게 확인할 수 없었다. 좀 더 시공간적으로 고해상도의 자료를 분석한다면 열 함유량의 증가로 인해 해빙 농도가 감소한 것인지, 반대로 해빙 농도가 다른 원인에 의해 감소하면서 개방구역이 형성되어 열 함유량이 증가한

것인지에 대한 연구를 할 수 있을 것으로 생각된다. 또한 열 교환에 의한 해빙 성장률, 특히 해빙 바닥면에서의 성장률이 해빙 농도 변동과 매우 유사한 패턴을 보이지만 PC 시계열이 거의 일치하지 않는 것을 보아 해빙 농도가 캐나다와 시베리아 연안에서 반대로 변동하는 것은 열역학적 요인 보다는 다른 메커니즘, 즉 동역학적 요인에 더 큰 영향을 받는 것으로 추측할 수 있다.

본 연구에서 사용한 해표면 기압 자료에서도 AO와 DA 패턴이 잘 나타났다. 하지만 해빙 면적이 많이 감소한 해일수록 AO 또는 DA가 강하게 나타나는 선형의 관계는 나타나지 않았다. 주기별로 상관계수를 구해본 결과, 16-32개월 주기 밴드에서 AO 변동이 약 90° 의 위상차를 가지고 해빙 농도의 두 번째 변동을 이끄는 것을 확인할 수 있었다. DA의 경우, 2000년 이전까지는 상관성이 나타나지 않다가 2000년 이후 상관성이 갑자기 커졌으며, AO와는 반대로 해빙 변동이 DA를 이끄는 것으로 나타났다. 하지만 본 연구에서 사용한 모델은 대기-해양 접합 모형이 아니며, 대기조건은 강제력으로 입력하였기 때문에 본 결과를 가지고 해빙의 변동이 대기의 기압 변화에 미치는 영향에 대해서 연구하기에는 어려움이 있다.

향후 연구를 통해 시공간적으로 모델의 해상도를 좀 더 향상시키고, 더 정확한 모델 결과를 얻는다면 북극해 해빙 변동에 영향을 미치는 요인들에 대해 더 많은 연구를 할 수 있을 것이다. 더 나아가 대기 조건을 강제력으로 입력하지 않고 대기-해빙-해양 접합 모델을 사용한다면, 여러 대기·해양 조건이 해빙에 미치는 영향뿐만 아니라 해빙의 급격한 변동이 다시 대기에 미치는 영향까지도 연구를 할 수 있을 것으로 기대된다.

참고문헌

- Arakawa, A. & Lamb, V.R., 1977. Computational design and the basic dynamical processes of the UCLA general circulation Model. *Methods in Computational Physics*, 17, pp.173–265.
- Chapman, D.C., 1985. Numerical treatment of cross-shelf boundaries in a barotropic coastal ocean model. *Journal of Physical Oceanography*, 15, pp.1060–1075.
- Fairall, C.W., Bradley, E.F., Rogers, D.P., Edson, J.B. & Young, G.S., 1996. Bulk parameterization of air-sea fluxes in TOGA COARE. *Journal of Geophysical Research*, 101, pp.3747–3767.
- Flather, R.A., 1976. A tidal model of the northwest European continental shelf. *Memoires de la Society Royal des Sciences de Liege*, 6 series, 10, pp.141–164.
- Gerdes, R., Karcher, M.J., Kauker, F. & Schauer, U., 2003. Causes and development of repeated Arctic Ocean warming events. *Geophysical Research Letters*, 30(19), 1980, doi:10.1029/2003GL018080.
- Hakkinen, S. & Mellor, G.L., 1992. Modeling the seasonal variability of the coupled Arctic ice-ocean system. *Journal of Geophysical Research*, 97, pp.20285–20304.
- Hibler III, W.D., 1979. A Dynamic Thermodynamic Sea Ice Model. *Journal of Physical Oceanography*, 9, pp.815–846.
- Holland, M.M., Bitz, C.M. & Tremblay, B., 2006. Future abrupt reductions in

- the summer Arctic sea ice. *Geophysical Research Letters*, 33, L23503, doi: 10.1029/2006GL028024.
- Hunke, E.C., 2001. Viscous–plastic sea ice dynamics with the evp model: linearization issues. *Journal of Computational Physics*, 170, pp.18–38.
- Hunke, E.C. & Dukowicz, J.K., 1997. An elastic–viscous–plastic model for sea ice dynamics. *Journal of Physical Oceanography*, 27, pp.1849–1868.
- Large, W.G., McWilliams, J.C. & Doney, S.C., 1994. Oceanic vertical mixing: a review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization. *Reviews of Geophysics*, 32(4), pp.363–403.
- Mellor, G.L. & Kantha, L., 1989. An ice–ocean coupled model. *Journal of Geophysical Research*, 94(1989), pp.10,937–10,954.
- Overland, J.E. & Wang, M., 2010. Large–scale atmospheric circulation changes are associated with the recent loss of Arctic sea ice. *Tellus Series A* 62, pp.1–9.
- Polyakov, I.V., Timokhov, L.A., Alexeev, V.A., Bacon, S., Dmitrenko, I.A., Fortier, L., Frolov, I.E., Gascard, J.C., Hansen, E., Ivanov, V.V., Laxon, S., Mauritzen, C., Perovich, D., Shimada, K., Simmons, H.L., Sokolov, V.T., Steele, M. & Toole, J., 2010. Arctic Ocean Warming Contributes to Reduced Polar Ice Cap. *Journal of Physical Oceanography*, 40(12), pp.2743–2756.
- Schauer, U., Rudels, B., Jones, E.P. Anderson, L.G. Muench, R.D. Björk, G., Swift, J.H., Ivanov, V. & Larsson, A.M., 2002. Confluence and redistribution of Atlantic water in the Nansen, Amundsen and Makarov basins. *Annales Geophysicae*, 20(2), pp.257–273.
- Shimada, K., Kamoshida, T., Itoh, M., Nishino, S., Carmack, E., McLaughlin, F., Zimmermann, S. & Proshutinsky, A., 2006. Pacific Ocean inflow: Influence on

- catastrophic reduction of sea ice cover in the Arctic Ocean. *Geophysical Research Letters*, 33, L08605, doi:10.1029/2005GL025624.
- Smagorinsky, J., 1963. General circulation experiments with the primitive equations, I. The basic experiment. *Monthly weather review*, 91, pp.99–164.
- Smolarkiewicz, P.K. & Grabowski, W.W., 1990. The multidimensional positive definite advection transport algorithm: Nonoscillatory option. *Journal of Computational Physics*, 86(2), pp.355–375.
- Steele, M., Morley, R. & Ermold, W., 2001. PHC: A Global Ocean Hydrography with a High-Quality Arctic Ocean. *Journal of Climate*, 14 (2001), pp.2079–2087.
- Steele, M., Zhang, J. & Ermold, W., 2010. Mechanisms of summertime upper Arctic Ocean warming and the effect on sea ice melt. *Journal of Geophysical Research*, 115, C11004, doi:10.1029/2009JC005849.
- Taylor, K.E., 2001. Summarizing multiple aspects of model performance in single diagram. *Journal of Geophysical Research*, 106(D7), pp.7183–7192.
- Walsh, J.E. & Chapman, W.L., 2001. 20th-century sea-ice variations from observational data. *Annals of Glaciology*, 33(1), pp.444–448.
- Woodgate, R.A., Aagaard, K. & Weingartner, T.J., 2006. Interannual changes in the Bering Strait fluxes of volume, heat and freshwater between 1991 and 2004. *Geophysical Research Letters*, 33, L15609, doi:10.1029/2006GL026931.
- Zhang, J. & Rothrock, D.A., 2003. Modeling global sea ice with a thickness and enthalpy distribution model in generalized curvilinear coordinates. *Monthly Weather Review*, 131(5), pp.845–861.
- Zhang, J., Lindsay, R., Steele, M. & Schweiger, A., 2008. What drove the dramatic retreat of arctic sea ice during summer 2007?. *Geophysical Research Letters*, 35, L11505, doi:10.1029/2008GL034005.